Université de Neuchâtel — Faculté des Sciences
Institut de Géologie
Centre d'Hydrogéologie

Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse

(Jura neuchâtelois)

Thèse
présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour obtenir le grade de docteur ès sciences

par
Jean-Pierre Tripet
Ingénieur géologue

Neuchâtel, le 13 décembre 1972
Helioprint AG, Zürich

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555015_0017

Université de Neuchâtel – Faculté des Sciences
Institut de Géologie
Centre d'Hydrogéologie

Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse

(Jura neuchâtelois)

Thèse
présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour obtenir le grade de docteur ès sciences

par

Jean-Pierre Tripet
Ingénieur géologue

Neuchâtel, le 13 décembre 1972
Helioprint AG, Zürich

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

BILAN ET RESERVES EN EAUX SOUTERRAINES DU BASSIN SUPERIEUR DE L'AREUSE

de M. Jean-Pierre Tripet

UNIVERSITÉ DE NEUCHATEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel, sur le rapport de Messieurs les professeurs

A. Burger, J.-P. Schaer et E. Walser

autorise l'impression de la présente thèse sans exprimer d'opinion sur les propositions qui y sont contenues.

Neuchâtel, le 13 décembre 1972

Le doyen :

A. Jacot-Guillarmod

TABLE DES MATIERES

Pages

RESUME
ZUSAMMENFASSUNG
ABSTRACT
Chapitre premier

INTRODUCTION

1. SITUATION GEOGRAPHIQUE 14
2. BUTS DE L'ETUDE 15
3. ETAPES DES RECHERCHES 15
4. DONNEES A DISPOSITION 16
   4.1. Données obtenues indépendamment des travaux du Comité de l'Areuse 16
   4.2. Dispositif d'observation du Comité de l'Areuse 17
5. CADRE THEORIQUE DE L'ETUDE 17
6. REMERCIEMENTS 18

Chapitre 2

SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE.

1. CARACTERES GEOGRAPHIQUES 19
2. SPELEOLOGIE 20
3. LES PARAMETRES BIOLOGIQUES 21
   3.1. Couverture végétale 21
      3.1.1. Caractères généraux 21
      3.1.2. Phytosociologie des zones forestières 22
      3.1.3. Conclusions au paragraphe 3.1. 23
   3.2. Phases phénologiques 23
4. CARACTERES GEOLOGIQUES 26
   4.1. Levers géologiques existants 26
   4.2. Lithologie 27
   4.3. Structure 29
   4.4. Forages profonds 30
5. LIMITES DU BASSIN 35

Chapitre 3

HYDROLOGIE DE SURFACE

1. LES FACTEURS METEOROLOGIQUES 37
   1.1. Précipitations 37
      1.1.1. Le réseau d'observation 37
      1.1.2. Hauteurs de précipitations annuelles et module pluviométrique annuel pour chaque station. 37
      1.1.3. Distribution spatiale des précipitations 40
         1.1.3.-1. Le bassin de la source de l'Areuse à l'échelle du domaine jurassien 40
         1.1.3.-2. Les cartes pluviométriques du bassin de la source de l'Areuse 42
      1.1.4. Lame d'eau moyenne tombée sur le bassin 45

1.1.4.-1. Moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations aux diverses stations 46
1.1.4.-2. Méthode de THIESSEN 53
1.1.4.-3. Méthode des isohyètes 55
1.1.4.-4. Conclusions au paragraphe 1.1.4. 55
1.1.5. Les enregistrements de pluie 56
1.1.6. Conclusions au paragraphe 1.1. 59
1.2. Etude de la couverture nivale 59
1.2.1. Le réseau d'observation 59
1.2.2. Calcul de l'équivalent en eau 60
1.2.3. Influence de la forêt 64
1.2.4. Relation entre la fusion de la neige et le débit de l'exutoire 65
1.2.5. Données à disposition pour étude de détail 66
1.3. Observation des paramètres humidité, température, vents, insolation 66
1.4. Mesure et calcul de l'évaporation 67
1.5. Calcul de l'évapotranspiration potentielle et réelle 74
1.5.1. Evapotranspiration potentielle, ETP; formule de PRIMAULT 74
1.5.2. Evapotranspiration réelle, ETR; méthode de SZESZTAY 74
1.5.2.-1. Calcul de ETR 74
1.5.2.-2. Evaporation déduite de ETR 80
1.5.2.-3. Mesure de l'humidité du sol 80
1.5.3. Evapotranspiration réelle annuelle pour la période 1959-1969 85
2. ECOULEMENT 87
2.1. Ruissellement superficiel 87
2.2. Le Lac des Taillères 87
2.3. Le débit de la source de l'Areuse 87

Chapitre 4

HYDROGEOLOGIE

1. DISTRIBUTION ET MOUVEMENT NATUREL DE L'EAU SOUTERRAINE 90
1.1. Définition du système d'écoulement souterrain 90
1.2. Détermination des propriétés physiques de l'aquifère 91
1.2.1. Essais d'injection d'eau sous pression 92
1.2.2. Essais de pompage 93
1.2.3. Modèle analogique RC 95
1.2.4. Conclusions à l'étude du coefficient de perméabilité de DARCY 95
1.2.5. Estimation du coefficient d'emmagasinement 96
1.3. Détermination de la surface piézométrique 98
1.3.1. Mesure du niveau piézométrique 98
1.3.2. Détermination de la surface piézométrique 98
1.4. Le régime de l'écoulement souterrain 100
1.4.1. Schéma théorique du régime de l'écoulement souterrain 100
1.4.2. Régime en période de tarissement 103
1.4.2.-1. Courbe de tarissement de la source 103
1.4.2.-2. Variation du niveau piézométrique en période de tarissement 105

1.4.2.-3. Conclusions au paragraphe 1.4.2. 108
1.4.3. Régime en période de crue 108
1.4.3.-1. Courbe de décrue de la source 108
1.4.3.-2. Relations entre débit Q et hauteur piézométrique H 110
1.4.3.-3. Conclusions au paragraphe 1.4.3. 113
1.4.4. Conclusions à l'étude du régime de l'écoulement souterrain 113
1.5. Relation entre le débit de la source et les facteurs météorologiques 114
1.5.1. Représentation synoptique de quelques paramètres du cycle hydrologique 114
1.5.2. Etude d'une relation empirique 115
2. ANALYSE DU REGIME DE LA SOURCE 118
2.1. Méthode analytique 118
2.2. Détermination de Z 119
2.2.1. Relation entre le débit de pointe des systèmes de 1er et 2e ordres 119
2.2.2. Détermination de Z, 1ère approximation 120
2.2.3. Ajustement de la fonction Z 122
2.3. Calcul de l'hydrogramme relatif à G 122
2.4. Décomposition du débit total 126
2.5. Données statistiques relatives au débit 127
2.5.1. Variation interannuelle du débit moyen d'un même mois 127
2.5.2. Courbes des débits classés 127
3. BILAN HYDROLOGIQUE 128
3.1. Calcul de la réserve souterraine 128
3.2. Mise en équation du bilan 131
4. CARACTERES PHYSIQUES ET CHIMIQUES DE L'EAU 133

Chapitre 5

MODELE ANALOGIQUE RC

1. REMARQUES GENERALES 139
2. DONNEES THEORIQUES 139
3. CALCUL DU RESEAU 140
3.1. Les facteurs géologiques et hydrologiques 140
3.2. Calcul des paramètres électriques 141
4. CONTROLE DU MODELE 142
4.1. Régime permanent 142
4.2. Régime transitoire 143

Chapitre 6

ETUDE QUANTITATIVE DES RESERVES EN EAU DU SYNCLINAL DE LA BREVINE

1. VOLUMES NECESSAIRES A LA REGULARISATION DU DEBIT DE L'EXUTOIRE (SEUIL DU BOIS DE L'HALLE) 145
2. POSSIBILITE D'AUGMENTER LA RESERVE REGULATRICE EN PERIODE DE TARISSEMENT 148
2.1. Mesures sur modèle RC 148
2.2. Débit disponsible en fonction du temps 150

2.3. Hauteur piézométrique au-dessus du point de captage 150
2.4. Résumé des paragraphes 2.2 et 2.3 152
2.5. Conclusions au paragraphe 2 153
3. REMARQUES CONCERNANT L'EXECUTION D'OUVRAGES DE DERIVATION DE L'EAU SOUTERRAINE 153
CONCLUSIONS 156
BIBLIOGRAPHIE 158
TABLEAUX 3.-2.1 Hauteurs de précipitations annuelles et module pluviométrique 165
3.-2.2 annuel. 166
TABLEAU 3.-7 Lame d'eau moyenne tombée sur le bassin pour des périodes mensuelles, coefficient pluviométrique mensuel relatif 167
TABLEAUX 3.-14 Observations réalisées aux stations météorologiques: valeurs 168
3.-15 mensuelles et annuelles 169
3.-16 172
TABLEAUX 4.-1 à
4.-4 Résultats des essais d'injection d'eau dans les forages 175

RESUME

La source de l'Areuse (ou source de la Doux) est la résurgence karstique la plus volumineuse du bassin de l'Areuse (Jura helvétique plissé). Son bassin-versant hydrogéologique, relativement bien délimité grâce à la structure géologique, est constitué par deux synclinaux qui se relaient et qui sont affectés par une montée axiale à chacune de leurs extrémités. Les terrains aquifères sont les calcaires du Malm, épais de 350 mètres environ; ils reposent sur les marnes de l'Argovien qui forment le mur imperméable du réservoir. La superficie du bassin-versant est de 130 km2 environ; altitude moyenne: 1115 m; altitude de la source: 793 m; précipitation annuelle moyenne: 1500 mm environ; débit annuel moyen de la source: 4,68 m3/s (période 1959 - 1969).

Un Comité d'étude s'est constitué dans le but d'examiner la possibilité de mettre en valeur la force hydraulique des eaux souterraines de ce bassin, et d'utiliser ces réserves en eau souterraine pour régulariser le débit de l'Areuse. Pour répondre aux questions posées par ce projet, un dispositif d'observation a été installé dans le bassin; il a fonctionné pendant une période de dix ans (1959 - 1969). Il comprenait des stations météorologiques et pluviométriques, un réseau d'observation de la neige, un limnigraphe à la source, où la température et le chimisme de l'eau ont été mesurés de façon régulière; l'eau souterraine a été observée grâce à cinq forages profonds (de 75 à 450 m) fonctionnant comme piézomètres et équipés de limnigraphes.

Grâce à la densité du dispositif d'observation hydro-météorologique, les facteurs du bilan hydrologique (notamment: précipitations, réserve nivale, évapotranspiration potentielle et réelle) ont été étudiés d'une façon relativement approfondie. L'étude de la distribution et du mouvement naturel de l'eau souterraine a consisté à reconstruire le système d'écoulement souterrain tel que TOTH (1963) l'a défini. La démarche fait appel à des hypothèses qui conduisent à une représentation très simplifiée de la réalité; en particulier, on est conduit faute de données à admettre que la perméabilité de l'aquifère est homogène et isotrope.

Cette représentation permet néanmoins de répondre, en termes de probabilité, aux questions d'hydrogéologie appliquée qui sont à la base de l'étude; elle est concrétisée par la réalisation d'un modèle (modèle analogique électrique résistif - capacitif). Les mesures réalisées sur le modèle montrent que le coefficient de perméabilité de DARCY apparent du bassin dans son ensemble est environ 10'000 fois plus élevé que celui calculé à partir d'essais de pompage dans les piézomètres; cette différence est une conséquence de l'hétérogénéité de la perméabilité.

Le régime de l'écoulement souterrain est étudié dans le cadre de l'unité hydrogéologique ainsi définie, et à partir d'un schéma théorique basé sur les hypothèses suivantes:

1. Les fissures dans lesquelles circule l'eau souterraine sont réparties par approximation en deux classes principales dont dépend le régime de l'écoulement: les plus perméables (= les plus rares), et les plus fréquentes (= les moins perméables).

2. La configuration des zones très perméables dans le système d'écoulement peut être représentée par un graphe appelé "arborescence"; ces zones constituent un réseau qui draine l'ensemble du massif en régime non influencé, et qui l'alimente (ou le "recharge") en période de crue.

Ce schéma théorique conduit à une analogie entre le régime de l'écoulement souterrain et celui d'un système de drainage superficiel; grâce à cette analogie, l'hydrogramme de la source est analysé par une méthode d'hydrologie de surface; ses composantes sont le débit des fissures respectivement les plus larges (équivalent du ruissellement direct), et les moins perméables (équivalent du débit de base).

On montre finalement que les débits disponibles sont importants mais que la capacité d'accumulation du bassin est relativement faible (porosité efficace = env. 4 o/oo). L'évaluation des ressources est obtenue par étude directe du facteur "débit à l'exutoire", et de la loi qui régit l'épuisement de la réserve. Il apparaît donc que l'étude du bilan hydrologique n'a de signification, dans le cas présent, que vu sous l'angle de la recherche scientifique; par contre, les recherches concernant le système d'écoulement souterrain sont de première importance dans le cadre d'une étude semblable. Ces conclusions sont en accord avec les travaux de MARGAT (1969) (évaluation des ressources) et de KIRALY (1969 d) (rôle de l'étude des systèmes d'écoulement souterrain dans les travaux d'hydrogéologie appliquée).

ZUSAMMENFASSUNG

Die Quelle der Areuse ist die wasserreichste Karstquelle im Einzugsgebiet der Areuse (Schweizer Faltenjura). Sein Grundwassereinzugsgebiet, das dank der geologischen Struktur relativ gut abgegrenzt ist, wird von zwei Synklinalen gebildet, die sich ablösen und die an ihren Enden axial ansteigen. Die wasserführende Schichtfolge besteht aus Malm-Kalk und ist ungefähr 350 m dick; sie ruht auf den Mergeln des Argovien, welche die Sohle des Grundwasserleiters bilden. Die Fläche des Einzugsgebietes beträgt etwa 130 km^2; die mittlere Seehöhe 1115 m, die Höhe der Quelle 793 m; die mittlere Jahressumme des Niederschlages ist ungefähr 1500 mm, die mittlere Abflussmenge der Quelle 4.68 m^3/sec (Periode 1959 - 1969).

Es wurde eine Studienkommission gegründet mit dem Ziel, die Möglichkeiten zu prüfen, wie man die hydraulischen Kräfte des Grundwassers des Einzugsgebietes nutzbar machen könnte, und wie man die Grundwasserreserven dazu verwenden könnte, die Wasserführung der Areuse zu regulieren. Um diese Fragen beantworten zu können, wurde im Einzugsgebiet ein Messnetz errichtet, das 10 Jahre lang (1959 - 1969) in Betrieb war. Es umfasste meteorologische, Niederschlags- und Schneemessstationen, einen Limnigraphen an der Quelle, wo die Temperatur und die chemische Zusammensetzung des Wassers regelmässig gemessen wurden; das Grundwasser wurde mit Hilfe von 5 Tiefbohrungen (von 75 bis 450 m) beobachtet, die als Piezometer arbeiteten und mit Limnigraphen ausgerüstet waren.

Da das Netz der hydro-meteorologischen Messstationen dicht war, konnten die Grössen der Wasserbilanz, wie Niederschlag, Wasseräquivalent der Schneedecke, potentielle und aktuelle Evapotranspiration, relativ genau erfasst werden. Das Studium der Verteilung und der natürlichen Bewegung des Grundwassers erlaubte es, ein Modell der Grundwasserströme aufzustellen, wie es von TOTH (1963) definiert worden ist. Bei diesem Verfahren werden Hypothesen angewandt, die zu einer sehr vereinfachten Darstellung der wirklichen Verhältnisse führen; im besonderen wird mangels bekannter Grössen angenommen, dass die hydraulische Leitfähigkeit des Wasserträgers homogen und isotrop ist.

Diese vereinfachte Darstellung erlaubt es gleichwohl, die hydrogeologischen Fragen, die die Grundlage der Studie bilden, mit Hilfe von Wahrscheinlichkeitsaussagen zu beantworten, und zwar anhand eines elektrischen Analogiemodells (Widerstand- Kondensator - Netz). Die am Modell ausgeführten Messungen ergeben einen scheinbaren Permeabilitätskoeffizienten von Darcy, der für das ganze Einzugsgebiet etwa 10 000 mal höher ist als der mit Hilfe der Pumpversuche in den Tiefbohrungen errechnete; dieser Unterschied ist eine Folge der Heterogenität der hydraulischen Leitfähigkeit.

Das Regime der Grundwasserströme wurde untersucht, indem das System als hydrogeologische Einheit betrachtet wurde und ein theoretisches Schema zugrundegelegt wurde, das auf folgenden Hypothesen beruht.

1. Die Klüfte, in denen das Grundwasser zirkuliert, können näherungsweise in zwei Hauptklassen eingeteilt werden, von denen das Abflussregime abhängt: die durchlässigeren (selteneren) und die zahlreich vorhandenen, weniger durchlässigen Klüfte.

2. Die Anordnung der sehr durchlässigen Zonen im Abflussystem kann durch ein baumartig verzweigtes System dargestellt werden; diese Zonen bilden ein Netz, welches das gesamte Massiv bei unbeeinflussten Verhältnissen entwässert, und es in Hochwasserperioden mit Wasser anreichert.

Dieses theoretische Schema führt zu einer Analogie zwischen dem Abflussregime des Grundwassers und demjenigen eines oberflächlichen Entwässerungssystems; dank dieser Analogie kann der Abflussverlauf der Quelle mit den gleichen Methoden analysiert werden, wie sie für Oberflächengewässer angewandt werden; ihr Abfluss setzt sich aus dem der grösseren Klüfte, (entsprechend dem direkten Oberflächenabfluss) und der weniger durchlässigen Klüfte (entsprechend dem Trockenwetterabfluss) zusammen.

Schliesslich wird gezeigt, dass die verfügbaren Abflussmengen bedeutend sind, dass die Speicherkapazität des Einzugsgebietes aber relativ klein ist (effektive Porosität ungefähr 4 ‰). Die Abschätzung der Wasserreserven stützt sich auf die Abflussmessung an der Quelle der Areuse und auf das Gesetz, welches die Abnahme der Reserven beschreibt. Das Studium der Wasserbilanz hat im vorliegenden Fall nur wissenschaftliche Bedeutung. Die Untersuchungen der Grundwasserströme dagegen haben im Rahmen derartiger Studien erstrangige Wichtigkeit. Margat (1969) ist für die Abschätzung der Reserven und Kiraly (1969 d) in bezug auf die Rolle von Systemstudien der Grundwasserströme in der angewandten Hydrogeologie zu den gleichen Schlussfolgerungen gelangt.

ABSTRACT

The Areuse spring is the karstic spring with the highest flow rate of any in the drainage basin of the Areuse river (in the folded Swiss Jura). Its groundwater basin, which is comparatively clearly demarcated as a result of the geological structure, is constituted by two synclines which are raised by an axial uplift at each of their extremities. The waterbearing formations are the Malm limestones, which are some 350 metres (1150 ft.) thick. They overlay the Argovian marls which form the lower confining bed of the aquifer. The surface area of the catchment is about 130 square kilometres (50 square miles), the mean altitude is 1115 metres (3658 ft.), the altitude of the spring 793 metres (2602 ft.), the mean annual rainfall about 1500 mm (59 inches), the mean annual discharge of the spring 4.68 cu. m. (165 cu. ft.) per second (period 1959 - 1969).

A study commission was set up for the purpose of investigating the possibility of exploiting the groundwater in this catchment for hydraulic power generation and for regulating the flow of the Areuse. An observation network was installed in the catchment in order to answer the questions raised by this project. It was in operation for ten years (1959 - 1969). It comprised meteorological stations, a rain gage network, stations for snow height and density measurement, and a water-stage recorder at the spring, where the temperature and chemical characteristics of the water were regularly measured. The groundwater was investigated by means of five drill holes (from 75 to 450 metres, or 245 to 1475 ft. deep) which served as observation wells and were equipped with water-stage recorder.

The density of the network of hydro-meteorological measuring stations enabled a fairly thorough study to be made of the water balance factors (particularly rainfall, water equivalent of snow accumulation, potential and actual evapotranspiration). The study of the distribution and natural movement of the groundwater permitted the reconstruction of the groundwater flow system as defined by TOTH (1963). The procedure is based on hypotheses that lead to a much simplified representation of reality. In particular, it is assumed in the absence of data that the hydraulic conductivity of the aquifer is homogeneous and isotropic.

This picture nevertheless makes it possible to reply in terms of probability to the questions of applied hydrogeology which form the basis of the study. It is materialized by a model (electrical resistor-capacitor analogue). Measurements on the model show that the apparent hydraulic conductivity is about 10,000 times higher for the catchment as a whole than that calculated from pumping tests in the drill holes. This difference is a result of the heterogeneity of the hydraulic conductivity.

The groundwater flow regimen is studied in the framework of the hydrogeological unit thus defined and with the aid of a theoretical model based on the following assumptions:

1. The fractures in which the groundwater flows are divided by way of approximation into two main categories on which the flow regimen depends: the more pervious (which are less numerous) and the more frequent (which are less pervious).

2. The configuration of the very pervious zones in the flow system can be represented by an "arborescence" graph; these zones constitute a network which drains the whole massif in the absence of replenishment and recharges it at high-water periods.

This theoretical model leads to an analogy between the regimen of groundwater flow and that of a surface drainage network. Thanks to this analogy, the hydrograph of the spring can be analysed by a surface hydrology method; its components are the flow rates of the widest fractures (equivalent of the direct surface runoff) and of the less pervious ones (equivalent of the base flow).

It is finally shown that the available yield is substantial but that the storage capacity of the catchment is small (effective porosity approx. 0.4 per cent). The evaluation of the groundwater resources is carried out by direct study of the outflow and of the law that applies to the depletion of the storage. It therefore appears that the study of the water balance has no significance in the present case except for the purposes of scientific research. On the other hand, the investigations into the groundwater flow system are of cardinal importance in a study of this kind. These conclusions are in agreement with the work of MARGAT (1969) (evaluation of resources) and of KIRALY (1969 d) (role of the study of groundwater flow systems in applied hydrogeological work).

Chapitre premier

INTRODUCTION

1. SITUATION GEOGRAPHIQUE

La source de l'Areuse, dite aussi source de la Doux (canton de Neuchâtel, commune de St-Sulpice), est une résurgence karstique dont le bassin-versant hydrogéologique est relativement bien délimité grâce à la structure géologique. Ce bassin est l'objet de la présente étude; il comprend la vallée de la Brévine et la partie orientale de la vallée des Verrières, dans la zone centrale du Jura helvétique plissé (carte nationale de la Suisse au 1: 25'000: feuilles 1143, Le Locle; 1162, Les Verrières; 1163, Travers); sa superficie est d'environ 130 km^2; sa situation par rapport au réseau hydrographique du Nord-Ouest de la Suisse est indiquée à la fig. 1.-1.

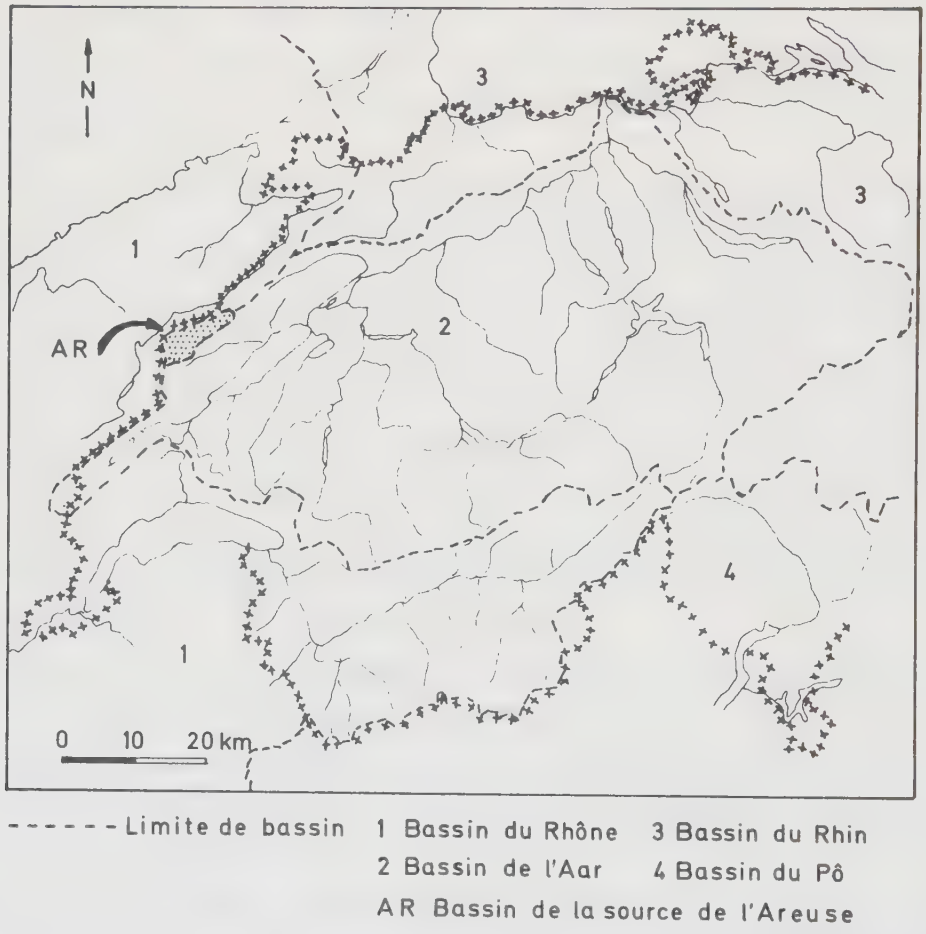


Fig. 1.-1 Situation générale du bassin.

2. BUTS DE L'ETUDE

Le but de l'étude est de définir les caractéristiques hydrogéologiques du bassin, afin d'examiner la possibilité d'utiliser ses ressources en eaux souterraines pour la production d'énergie électrique. Les calcaires fissurés du Jurassique supérieur, épais de 350 m environ, qui constituent le sous-sol de la vallée de La Brévine, forment un bassin d'accumulation naturel en raison de leur structure et de leur position surélevée par rapport à la vallée voisine (Val-de-Travers); il s'agit de déterminer dans quelle mesure la chute entre le réservoir souterrain et le Val-de-Travers pourrait être exploitée, et quelles sont les possibilités d'utiliser la réserve en eau du bassin pour régulariser le débit capté; cette dernière opération permettrait d'augmenter le débit du cours moyen de l'Areuse en période de basses eaux, et par conséquent d'améliorer le rendement des usines hydroélectriques existantes, en aval de Noiraigue.

Le dispositif d'observation a été prévu de manière à fournir le plus de renseignements possible concernant les différents termes du bilan hydrologique et les propriétés physico-chimiques de l'eau souterraine, pour permettre de choisir les moyens les plus appropriés de répondre aux questions posées. Ainsi ce travail a un second but, subordonné au premier, qui est de fournir des informations critiques au sujet de diverses méthodes d'étude d'un bassin karstique; ceci devrait faciliter la réalisation d'autres campagnes de recherche appliquées à des régions de caractère semblable, en particulier à d'autres bassins du Jura plissé, dont certains sont actuellement en cours d'étude. La nature essentiellement hétérogène et anisotrope des aquifères calcaires rend leur étude complexe; la surface supérieure de la zone noyée est souvent à une profondeur relativement grande et subit des fluctuations de forte amplitude; ces conditions accroissent le coût des forages d'observation, et par conséquent en limitent le nombre. Pour ces raisons, les données concernant la répartition et l'écoulement de l'eau souterraine (K, coefficient de perméabilité de DARCY; φ, potentiel hydraulique; surface piézométrique[1]; M_e, porosité efficace) sont en général peu nombreuses, et l'interprétation des mesures peut être envisagée de manières diverses dans chaque cas particulier. Ainsi comme le fait remarquer KIRALY (1969 d), la connaissance des nappes d'eau souterraines dans les calcaires du Jura est extrêmement fragmentaire. La présente étude devrait donc contribuer à mettre en évidence les avantages et les lacunes du dispositif d'observation mis en oeuvre.

3. ETAPES DES RECHERCHES

Dès 1946, les Services Industriels de la Ville du Locle se sont intéressés à l'utilisation du sous-sol karstique des vallées de La Brévine, des Verrières et des Ponts, comme bassins de compensation pour la production d'énergie hydraulique. L'appui de l'Office Fédéral de l'Economie hydraulique et du Département des Travaux Publics du canton de Neuchâtel a été sollicité, pour entreprendre une étude hydrogéologique de ces régions, destinée à examiner les possibilités de réalisation d'un tel projet sur la base du rapport STUCKY (1954). En 1958, les trois Services sus-mentionnés, auxquels se sont joints plus tard les Services Industriels de la Ville de la Chaux-de-Fonds, ont décidé d'entreprendre en commun ce travail, et dans ce but ont formé un Comité d'étude, désigné par le nom de Comité de l'Areuse[2].

---

1) Dans le présent travail, surface piézométrique est pris au sens de lieu géométrique des points pour lesquels $\varphi = Z$, où Z = altitude du point par rapport à un niveau de référence; dans le cas d'un aquifère libre, il s'agit de la surface supérieure de la zone noyée. Le niveau piézométrique h désigne la grandeur $\varphi = Z$ en un point donné.

2) Groupe d'experts du Service Fédéral des Eaux, du Département des Travaux Publics du Canton de Neuchâtel, et des Services Industriels du Locle, 5 août 1958: "Rapport au sujet des mesures à prendre pour l'étude hydrologique de l'utilisation des eaux de la vallée de La Brévine et de celle de La Sagne et des Ponts".

Un dispositif d'observation a donc été installé dans le bassin de la source de l'Areuse dans le courant de l'année 1959; les mesures, dont la durée a été fixée à 10 ans, ont été interrompues à la fin du mois d'octobre 1969, date à laquelle le dispositif a été déplacé dans le bassin de la Noiraigue (vallée des Ponts).

La période d'observation a été divisée en deux étapes: 1. De 1959 à fin janvier 1964, étude de l'hydrologie de surface (météorologie, notamment précipitations; débit et température de la source); un rapport sur cette première étape (RIVA, 1964) porte sur la période de janvier 1959 à mai 1963; 2. De février 1964 à fin octobre 1969, poursuite des observations précédentes, et étude de l'eau souterraine grâce à cinq forages profonds; trois rapports intermédiaires ont été réalisés au cours de cette deuxième période (TRIPET, 1967, et 1970 a et b); le présent travail reproduit à quelques détails près le rapport final de l'étude (TRIPET, 1971); il a été élaboré dans le cadre du programme de recherche du Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.

4. DONNEES A DISPOSITION

4.1. Données obtenues indépendamment des travaux du Comité de l'Areuse.

Etudes géologiques.

Le présent travail n'a pas comporté de campagnes d'observation géologique telles que lever de carte ou étude de la structure géologique sur le terrain. Seuls les documents déjà existants ont été utilisés (chapitre 2, paragraphe 4).

Observations météorologiques.

Des stations d'observation météorologiques sont en fonction depuis de nombreuses années au voisinage ou à l'intérieur du bassin: un pluviomètre et une station météorologique sont installés à La Brévine, dans les limites du bassin, et appartiennent au réseau de l'Institut suisse de Météorologie (I.S.M.); une douzaine de pluviomètres faisant partie des réseaux de l'I.S.M. ou de l'Electricité de France (E.D.F.) sont exploités à moins de douze kilomètres des limites du bassin.

Etudes hydrogéologiques régionales.

Une monographie hydrogéologique (BURGER, 1959) représente la synthèse des données concernant le bassin de l'Areuse au sens large, antérieurement aux travaux du Comité de l'Areuse. KIRALY (1969 a) a établi une carte hydrogéologique au 1: 50'000 du canton de Neuchâtel, sur la base des données géologiques existantes (chapitre 2, paragraphe 4). Le bassin de la source de l'Areuse a une limite commune avec le bassin du Doubs, étudié par DELAROZIERE (1968); la description des paramètres météorologiques faite par cet auteur comprend la bordure septentrionale de la région étudiée par le Comité de l'Areuse.

4.2. Dispositif d'observation du Comité de l'Areuse

Le dispositif d'observation installé pour répondre aux buts particuliers de l'étude en question, représenté à la fig. 1.-2, est le suivant:

Hydrologie de surface.

Six pluviomètres, un pluviographe, deux stations météorologiques[1)], un réseau de points d'observation de la couverture nivale (hauteur et densité), un limnigraphe à la source de l'Areuse, où la température et le chimisme de l'eau ont été mesurés de façon régulière.

Eaux souterraines.

Cinq forages profonds (de 75 à 450 m) ont fonctionné comme piézomètres, équipés de limnigraphes; la température et le chimisme de l'eau souterraine y ont été mesurés; des essais de pompage y ont été réalisés; à proximité de chaque station, la température et la teneur en eau du sol ont également été observés.

5. CADRE THEORIQUE DE L'ETUDE

Le programme de recherche du Centre d'hydrogéologie est consacré particulièrement à l'hydrogéologie des roches fissurées et karstifiées du Jura. Un certain nombre de travaux détaillés concernant des régions relativement restreintes ont été entrepris; il était nécessaire de définir d'une façon explicite les unités hydrogéologiques que l'on peut distinguer à l'intérieur des régions en cours d'étude. Cette définition a été élaborée par KIRALY (1969 d), dans un travail qui constitue un cadre général facilitant la corrélation des travaux particuliers et permettant la planification des études à venir.

Le présent travail suit les lignes directrices proposées par KIRALY, et la répartition et le mouvement de l'eau souterraine sont envisagés sous l'angle des unités hydrogéologiques telles que cet auteur les a définies (chapitre 4, paragraphe 1.1).

Selon KIRALY (op. cit.), l'unité hydrogéologique est un volume de l'écorce terrestre où les valeurs des facteurs hydrologiques appartiennent à une même classe d'équivalence. Partiquement, il est impossible de déterminer le champ des facteurs hydrologiques (par exemple: le volume d'eau gravitaire par rapport au volume roche + eau, les composantes du vecteur vitesse d'écoulement, le chimisme ou la température de l'eau, etc.) en tout point du volume considéré de l'écorce terrestre. C'est pourquoi l'hydrogéologie doit s'attacher à relier ces composantes à d'autres facteurs plus facilement déterminables: géologiques, climatiques, morphologiques. On élargit ainsi la notion d'unité hydrogéologique en considérant que le champ des facteurs hydrologiques résulte de la transformation du champ des facteurs géologiques, climatiques et morphologiques. Dans le présent travail, l'examen de ce deuxième groupe de paramètres occupe une place importante; on voit ainsi qu'il existe un certain nombre de grandeurs qu'il est relativement aisé d'observer en surface (en particulier les paramètres biologiques et météorologiques), mais qui ne jouent pas, actuellement, un rôle de premier ordre dans l'étude de la répartition et du mouvement de l'eau souterraine. Pour l'instant, les paramètres déterminants sont les facteurs géologiques, qui permettent d'extrapoler un nombre restreint de paramètres hydrologiques, observés directement dans les forages et à l'exutoire du bassin.

---

1) Indiquées "stations climatologiques" dans les illustrations.

6. REMERCIEMENTS

Le présent travail constitue la plus grande partie du rapport final de l'étude hydrogéologique entreprise et financée par les Services groupés au sein du Comité de l'Areuse; nous remercions les représentants de ces Services de nous avoir autorisé à utiliser ces données comme travail de thèse. Cette étude a été élaborée à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel, dans le cadre du programme de recherche du Centre d'hydrogéologie (Directeur, Prof. A. BURGER). Le dispositif d'observation a été surveillé par les soins de représentants de l'Office fédéral de l'Economie hydraulique et des Services Industriels du Locle; la plupart des travaux de calcul et de dessin ont été réalisés aux Services Industriels de La Chaux-de-Fonds et du Locle, ou par des étudiants de l'Institut de Géologie. Plusieurs personnalités ou institutions nous ont fourni des données ou des renseignements, notamment l'Institut Suisse de Météorologie et le Centre Hydrométéorologique "Alpes" de l'Electricité de France. Nous sommes reconnaissant envers tous ceux qui ont ainsi contribué à la réalisation de ce travail.

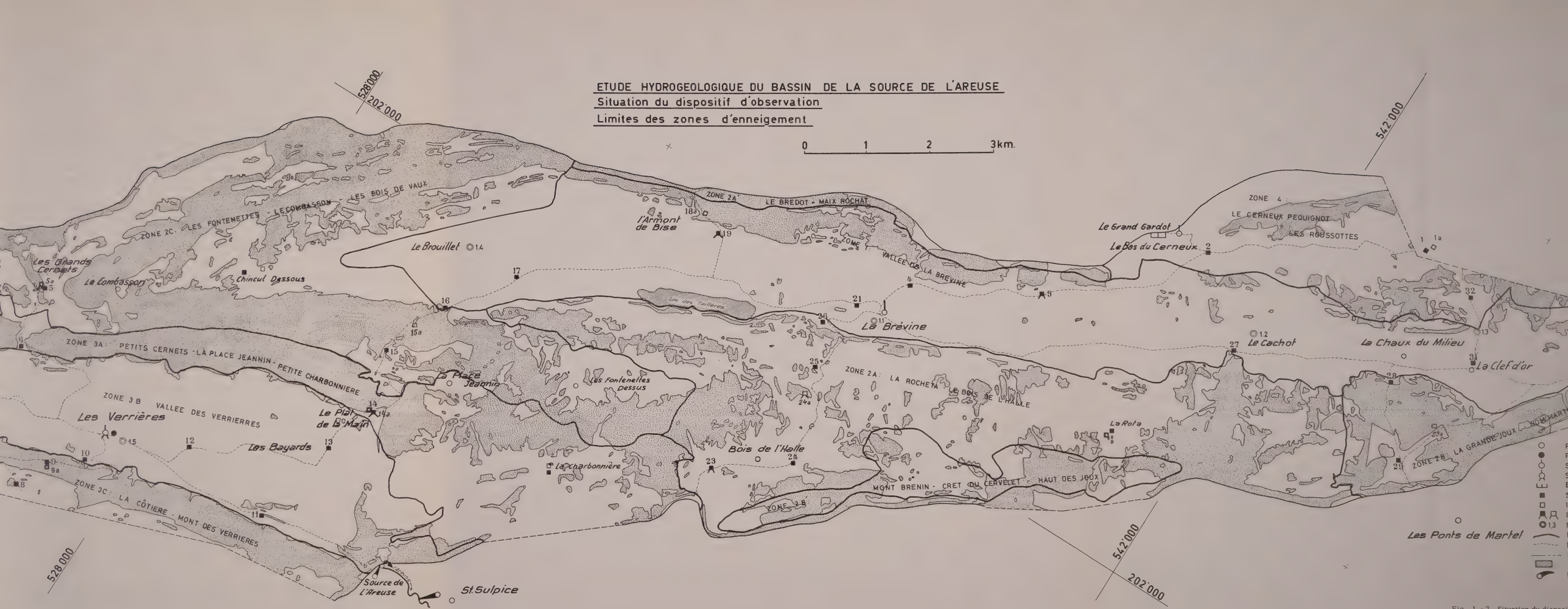


Fig. 1.-2 Situation du disposi

Chapitre 2

SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

1. CARACTERES GEOGRAPHIQUES

Le bassin alimentaire de la source de l'Areuse, dont les limites hydrogéologiques seront décrites au paragraphe 5, comprend la vallée de La Brévine et la partie orientale de la vallée des Verrières; l'une et l'autre sont formées par deux synclinaux qui se relaient. La surface du bassin, essentiellement calcaire, est soumise à une dégradation karstique bien caractérisée; l'hydrographie souterraine joue un rôle prépondérant; les limites de partage des eaux ne sont pas déterminées par le relief, mais par la structure géologique et par les caractères lithologiques du sous-sol.

La vallée de La Brévine constitute une dépression de 85 km^2 et se place, par son étendue, au second rang des bassins fermés du Jura, après la vallée de Joux (BURGER, 1959, p. 41); cet auteur la qualifie de poljé synclinal. Son altitude est de 1050 m environ; elle est limitée vers le NW et vers le SE par deux chaînes anticlinales qui culminent vers 1300 m: Grand-Taureau - Mont-Chateleu - Les Roussottes au NW, et Crêt-du-Cervelet - Grand-Som-Martel au SE.

La vallée des Verrières (alt. 930 m) est comprise entre deux chaînes anticlinales: l'axe Les Cornées - Les Fontenettes au Nord, et le Mont-des-Verrières au Sud (alt. 1240 m env.).

Les caractères géomorphologiques de la région ont été décrits par BURGER (1959) et METZ (1966).

Les dimensions du bassin tel qu'il est délimité au paragraphe 5 sont données au tableau 2.-1.

Tableau 2.-1. Principales caractéristiques géométriques du bassin

Longueur	27 km	
Largeur maximum	7,5 km	
Superficie totale	128,65 km^2 [2]	(Suisse: 127,01 km^2; France: 1,64 km^2)
Prairies et pâturages	82,02 km^2 [2]	(Suisse: 81,78 km^2; France: 0,24 km^2), ou 63,8 %
Prairies et pâturages	63,4 km^2 [1]	, ou 49,7 %
Forêts	46,63 km^2 [2]	(Suisse: 45,23 km^2; France: 1,40 km^2), ou 36,2 %
Forêts	57,5 km^2 [1]	, ou 45,1 %
Tourbières	6,6 km^2 [1]	, ou 5,2 %
Altitude moyenne	1114 m [1]	
Point le plus bas	env. 793 m	(Source de l'Areuse)
Point le plus haut	1331 m	(Grand-Som-Martel)

1) D'après BURGER (1959)

2) D'après planimétrages de l'Office Fédéral de l'Economie Hydraulique sur carte nationale de la Suisse au 1 : 25'000, éditions 1957 et 1958.

Valeur admise pour la superficie totale par RIVA (1964) et TRIPET (1967): 127,21 km^2.

Le relief du bassin est décrit par la ligne hypsométrique représentée à la fig. 2.-1. On voit l'importance de la zone située entre 1040 et 1200 m; elle constitue le 79 % de la surface totale du bassin, et comprend la vallée de La Brévine et les versants des chaînes anticlinales au relief relativement adouci.

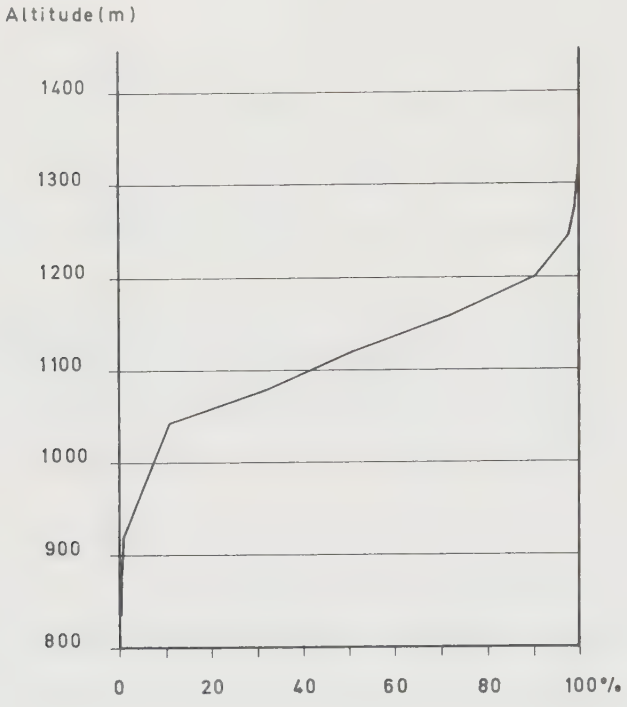


Fig. 2.-1 Ligne hypsométrique du bassin.

2. SPELEOLOGIE

Les cavités naturelles de la région étudiée sont relativement nombreuses, mais peu développées; le nombre de celles qui sont cataloguées dans le fichier de la Société suisse de Spéléologie se monte à une trentaine (AUDETAT, 1961-1963, p. 216-218, 251-254, 261-263); elles figurent sur la carte spéléologique du canton de Neuchâtel, au 1 : 50'000 (AUDETAT, 1968). Il s'agit surtout de cavités verticales, dolines ou gouffres, développées dans les calcaires jurassiques supérieurs des anticlinaux; leur profondeur n'excède pas quelques dizaines de mètres; la plus profonde est la Baume Barrée, - 52 m (coord. 529,050/198,275, alt. 1160 m). Les grottes à développement horizontal sont rares; les plus importantes sont celle de Chez-le-Brandt (coord. 526,400/198,975, alt. 1165 m; développement 260 m) et celle des Grands-Bochats (coord. 544,600/206,625, alt. 1136 m; développement 70 m). Dans la vallée de La Brévine, quelques pertes sont alimentées par des zones de drainage superficiel locales; les plus importantes sont:

Nom	Coord.	Alt.
Perte du Gigot	540,275/207,150	1080 m
Perte du Grand-Cachot, ou de La Renouillère	542,160/206,370	1054 m
Perte du Petit-Cachot, ou du Moulinet	540,650/205,700	1040 m
Emposieu de La Brévine	536,575/203,420	1040 m
Emposieu des Taillères, ou du Moulin-du-Lac [1]	534,350/202,050	1039 m

A la demande des Services Industriels du Locle, une reconnaissance spéléologique a été entreprise en 1957 par le Spéléo-Club des Montagnes Neuchâteloises; elle a été étendue à la plus grande partie de la vallée de La Brévine (GIGON, 1957); le but en était d'examiner les possibilités d'accéder par des voies naturelles jusqu'à la surface supérieure de la zone noyée. Aucune des cavités reconnues ne descend à une profondeur suffisante, la plupart étant obstruées par des cailloutis ou de la terre végétale. Deux pertes pourraient cependant présenter un intérêt, à condition d'y entreprendre des travaux de désobstruction: celles du Grand et du Petit-Cachot. La possibilité de recueillir par cette voie des observations directes concernant l'eau souterraine a été momentanément laissée de côté; à notre avis, elle ne doit pas être abandonnée définitivement; elle pourrait en effet entrer en considération dans le cadre d'une étude de détail.

3. LES PARAMETRES BIOLOGIQUES

3.1. Couverture végétale.

3.1.1. Caractères généraux.

La surface du bassin est occupée par des prairies et des pâturages, alternant avec des étendues forestières. De nombreuses forêts furent ou sont encore parcourues par le bétail; il en est résulté une altération du milieu naturel et une partie des surfaces forestières ont été transformées en pâturages boisés (RICHARD, 1964). La carte phytogéographique de SPINNER (1932) attribue à de tels pâturages plus de 50 % de la surface des zones forestières; cependant, la situation a maintenant évolué; on cherche à mettre en valeur la vocation naturelle des terrains, et d'importantes surfaces relevées par SPINNER (op. cit.) comme pâturages boisés ont actuellement un caractère typiquement forestier (RICHARD, comm. personnelle).

La répartition des prairies et pâturages et des zones forestières est donnée au tableau 2.-1. Les différences entre les valeurs données par BURGER et les planimétrages de l'Office Fédéral de l'Economie Hydraulique proviennent surtout des documents utilisés pour la mesure des surfaces; dans le second cas, les "forêts clairsemées" (selon les signes conventionnels de la Carte nationale suisse) et les tourbières non boisées ont été comptées avec les prairies et pâturages.

---

[1] Exutoire du Lac des Taillères, aménagé artificiellement et équipé d'une vanne; voir chapitre 3, paragraphe 2.2.

MOOR (1963) a montré comment les groupements végétaux peuvent servir d'indicateurs du milieu, en particulier des conditions géologiques. Dans la région étudiée, les sols correspondant à des roches tendres ou se débitant facilement sont relativement fertiles et de vocation agricole ou sylvo-pastorale; ils sont localisés sur la couverture quaternaire et sur les affleurements marneux ou de calcaires à marno-calcaires finement stratifiés, d'âge jurassique, crétacé ou tertiaire. Les tourbières se développent sur les argiles quaternaires. Les forêts et les pâturages boisés occupent les régions où les calcaires résistants du Jurassique (surtout kimméridgiens) sont recouverts d'une couche de terre végétale mince et caillouteuse. Cette répartition a été décrite par BURGER (1959, p. 23) et par RICHARD (1965, p. 27) qui illustre notamment l'influence de la géologie sur la végétation par un profil à travers la vallée de La Brévine (op. cit., p. 27, fig. 5).

3.1.2. Phytosociologie des zones forestières.

Une carte phytosociologique des forêts du canton de Neuchâtel a été levée et dessinée par RICHARD (1964). L'examen de cette carte inédite, dont des extraits ont été publiés et commentés (RICHARD, 1965), permet de définir d'une façon simple la nature de la végétation forestière du bassin étudié, et met en évidence des relations très étroites entre les groupements végétaux et les caractères du sol et des terrains sous-jacents.

La nature des forêts de la région considérée est celle de la plupart des forêts jurassiennes. L'association la plus largement répandue est la Hêtraie à Sapin (Abieti-Fagetum; en allemand, Tannen-Buchenwald); cependant l'épicéa domine souvent les autres espèces, pour deux raison: le passage du bétail a été nuisible aux feuillus et au sapin, et le traitement sylvicole a généralement favorisé l'épicéa. Parmi les surfaces occupées par l'Abieti-Fagetum, on distingue des enclaves constituées par la Pessière à Asplénium (Asplenio-Piceetum; Streifenfarn-Fichtenwald, ou Block-Fichtenwald); plus fréquemment, l'Asplenio-Piceetum n'est pas seul, mais forme un complexe avec le Fagion [1]. Dans la partie occidentale du bassin, entre Petit-Brandt et les Bois-de-Vaux, la présence de la Sapinière à Prêle (Equiseto-Abietetum; Schachtelhalm-Tannenwald) et de la Pessière à Sphaignes (Sphagno-Piceetum; Torfmoos-Fichtenwald) mérite d'être signalée, puisque c'est l'un des seuls endroits du Jura neuchâtelois où ces stations n'aient pas été défrichées.

Les caractères phytosociologiques et écologiques de L'Asplenio-Piceetum, de l'Equiseto-Abietetum et du Sphagno-Piceetum ont été décrits par RICHARD (1961). La Hêtraie à Sapin se développe sur des sols calcimorphes, à pH voisin de la neutralité, plus ou moins riches en "terre minérale", tandis que la Pessière à Asplénium, acidophile, est strictement localisée sur les lapiaz fissurés recouverts d'humus brut et de mousse. La végétation moussue et l'humus brut de l'Asplenio-Piceetum, en emmagasinant une partie des eaux d'infiltration, joue un rôle de "tampon" (RICHARD, 1964); cette couverture végétale, qui constitue une protection apparemment modeste à la surface des lapiaz fissurés, est en fait relativement efficace vis-à-vis de l'infiltration, et crée des conditions sensiblement différentes de celles qui règnent sur des calcaires nus. Le complexe de la Pessière à Asplénium et du Fagion se développe sur des surfaces formées d'une mosaïque de blocs moussus et de sols proprement dits. La Sapinière à Prêle et la Pessière à Sphaignes sont localisées sur des sols argileux, gorgés d'eau; entre Petit-Brandt et les Bois-de-Vaux, elles correspondent à l'affleurement de niveaux marneux séquaniens, alors que plus au Nord, dans la région de La Cornée, à l'extérieur des limites du bassin, elles se développent sur les marnes argoviennes.

---

1) Le Fagion est une alliance où dominent le hêtre, le sapin et l'érable.

3.1.3. Conclusions au paragraphe 3.1.

La nature de la couverture végétale est l'un des facteurs du cycle hydrologique. Pour le bassin de la source de l'Areuse, les associations forestières doivent jouer un rôle important, puisque les zones boisées occupent plus du 1/3 de la surface considérée, et qu'elles sont localisées essentiellement sur sous-sol calcaire, où les propriétés lithologiques de la roche sont les plus favorables à l'infiltration de l'eau. A notre connaissance, les relations entre la couverture végétale et le bilan des eaux n'ont pas été étudiées d'une manière quantitative dans le Jura; dans le bassin considéré, les seules observations concernant ce domaine sont des mesures de la hauteur de neige respectivement en forêt et en terrain découvert (chapitre 3, paragraphe 1.2.3); l'étude de ces relations ne peut donc pas être abordée ici. Cependant les facteurs végétaux, géologiques et climatiques étant relativement bien connus à l'échelle du bassin, une investigation détaillée d'hydrologie forestière en serait facilitée, si elle apparaissait opportune.

3.2. Phases phénologiques.

Le bilan hydrologique peut être calculé pour des périodes annuelles, ou pour des intervalles plus courts, saisonniers par exemple. Le choix des limites de ces périodes en fonction des dates du calendrier est peu judicieux; il est préférable de les fixer en fonction des variations naturelles des différents facteurs du cycle hydrologique, en particulier des facteurs météorologiques et végétaux, qui régissent le processus de l'évapotranspiration.

Divers auteurs ont montré qu'il existait une relation entre les facteurs météorologiques et la succession dans le temps de certains phénomènes apparents dans la flore et la faune d'une région. SANDOZ (1949) a mis en évidence une relation entre la température de l'air et les phases phénologiques suivantes: arrivée des premières hirondelles, premier chant du coucou, maturité de la vigne; il montre ensuite que la température est elle-même fonction d'autres variables, principalement l'insolation et le régime des vents. PRIMAULT (1953) étudie la relation entre la température et les précipitations, et le cycle végétatif des arbres; dans un autre travail (PRIMAULT, 1957), il examine l'influence de la température, des précipitations et de la durée d'insolation sur quelques phases végétatives (développement de plantes herbacées et de plantes arbustives et arborescentes) apparaissant au printemps; en tenant compte de l'influence de l'altitude et de la configuration orographique locale, il construit ensuite des cartes d'isoplèthes représentant la répartition géographique de la date d'apparition des phénomènes considérés. La cartographie des situations phénologiques, qui se base sur l'état de développement de toute la couverture végétale dans un endroit climatiquement homogène et pour un jour déterminé, a été utilisée dans le canton de Vaud pour définir les conditions thermoclimatiques appliquées à l'agriculture (SCHREIBER, 1968; HÄBERLI, 1968).

L'utilisation des phases phénologiques pour découper l'année en périodes en vue d'évaluer les termes du bilan hydrologique présente donc un double intérêt, puisque l'état de développement des végétaux, qui influence directement l'évapotranspiration, est lui-même fonction des principaux facteurs météorologiques (température, précipitations, rayonnement solaire, etc.).

Depuis 1951, l'Institut suisse de Météorologie a établi un réseau d'observations phénologiques couvrant tout le territoire national (PRIMAULT, 1964); une partie de ces données est publiée dans les Annales de l'Institut suisse de Météorologie. A la fig. 2.-2, les dates d'apparition d'un certain nombre de phases phénologiques ont été reportées, ainsi que quelques paramètres climatiques; ces données, communiquées par l'I.S.M. sont les suivantes:

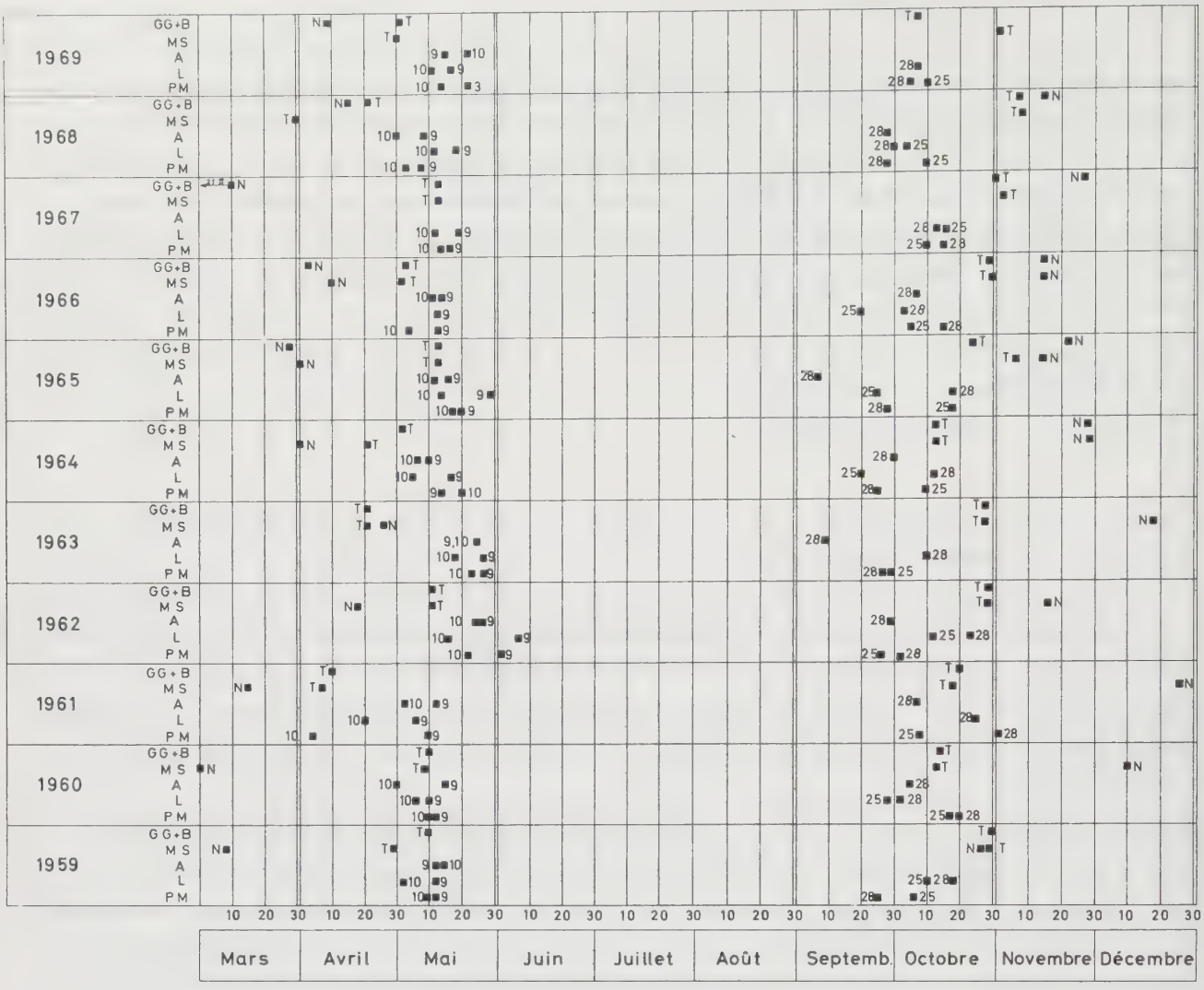


Fig. 2.-2 Détermination des saisons par les phases phénologiques et les paramètres climatiques.

Légende: Stations d'observation: PM = Les Ponts-de-Martel; L = Le Locle; A = L'Auberson; GG = Le Grand-Gardot; B = La Brévine; MS = Mont-Soleil.
Phases phénologiques: 9 = pleine floraison de la Dent-de-Lion; 10 = déploiement des feuilles du Hêtre; 25 = fruits mûrs du maronnier; 28 = coloration des feuilles du Hêtre.
Paramètres climatiques: T = début et fin de la période de végétation d'après la définition de B. PRIMAULT; N = début et fin de la couverture de neige.

1. Phases phénologiques.

- Phase 9: Pleine floraison de la Dent-de-lion.
- Phase 10: Déploiement des feuilles du Hêtre.
- Phase 25: Fruits mûrs du Maronnier.
- Phase 28: Coloration des feuilles du Hêtre.

Postes d'observation: Les Ponts-de-Martel, Le Locle, L'Auberson.

2. Paramètres climatiques.

- Début et fin de la période de végétation, d'après la définition de B. PRIMAULT (communication personnelle):
  Début de la période: le dernier jour d'une suite de 7 jours consécutifs de température moyenne $> 5^{o}$ C.
  Fin de la période: le dernier jour d'une suite de 5 jours consécutifs de température moyenne $< 5^{o}$ C; ou le dernier jour d'une suite de 3 jours consécutifs pour lesquels un minimum de température $< 0^{o}$ C a été observé; ou le premier jour pour lequel un minimum $\leq -\ 2^{o}$ C a été observé. Stations météorologiques considérées: Le Grand-Gardot [1] et le Mont-Soleil [2].
- Début et fin de la couverture de neige (à condition qu'elle ait persisté pendant plus de 21 jours consécutifs).
  Stations météorologiques considérées: La Brévine et le Mont-Soleil.

L'examen de la fig. 2.-2 permet les conclusions suivantes:

1. Les phases phénologiques correspondant au début de l'été (phases 9 et 10) et observées aux trois postes sont relativement bien groupées, pour une année donnée; pour la fin de l'été (phases 25 et 28), on note une certaine dispersion.

2. Le début et la fin de la période de végétation selon PRIMAULT déterminés d'une part d'après les données du Grand-Gardot, d'autre part d'après celles du Mont-Soleil, sont en bonne coïncidence. Par contre, ces dates ne correspondent pas toujours à celles des phases phénologiques considérées; s'il existe une relation entre les limites de la période de végétation selon PRIMAULT et les phases phénologiques observées, elle doit mettre en cause une troisième variable (par exemple: les températures cumulées; PRIMAULT, 1957, 1968).

3. Selon les conseils de B. PRIMAULT, nous pouvons définir les saisons de la manière suivante:

L'été est déterminé d'après le cycle végétatif du Hêtre; le poste de référence est celui des Ponts-de-Martel;

Début de l'été: indiqué par la phase 10.

Fin de l'été: indiqué par la phase 28.

L'hiver est caractérisé par la présence de la couverture de neige; la station météorologique considérée est celle de La Brévine (ou, lorsque les observations font défaut, celle du Mont-Soleil).

Les limites du printemps et de l'automne se déduisent des définitions ci-dessus.

4. On voit que les limites des saisons ainsi déterminées varient d'une année à l'autre. En hydrologie, il est cependant utile de considérer des périodes de durée fixe, afin de pouvoir faire des comparaisons interannuelles. D'autre part, la durée du printemps et de l'automne telle que nous venons de la définir est de 1 à 2 mois; le calcul du bilan hydrologique pour des périodes aussi courtes est déconseillé (MARGAT, 1969).

---

1) Station du Comité de l'Areuse. Pour la période 1959-1966, températures extrapolées à partir des observations de la station de La Chaux-de-Fonds (I.S.M.).

2) La station du Mont-Soleil est relativement éloignée du bassin étudié; cependant, sa situation est analogue à celle du poste d'observation phénologique des Ponts-de-Martel.

Aussi, d'après la fig. 2.-2, nous définissons une période de végétation, ou période chaude, du 1er mai au 31 octobre, et une période sans végétation, ou période froide, du 1er novembre au 30 avril. Ainsi la date d'apparition des phases phénologiques 10 et 28 est presque toujours comprise dans la période chaude, et le début et la fin de la couverture de neige ont lieu presque sans exception au cours de la période froide.

La date du 1er novembre sera également considérée comme le début de l'année hydrologique; cette définition est en accord avec celle adoptée par DELAROZIERE (1968, p. 24) pour le bassin du Doubs.

4. CARACTERES GEOLOGIQUES

4.1. Levers géologiques existants.

La région étudiée figure sur la carte géologique de la Suisse au 1 : 200'000, feuille 1 (BUXTORF et CHRIST, 1944); elle est couverte presque entièrement par les levers géologiques énumérés au tableau 2.-2.

Tableau 2.-2. Cartes géologiques de la zone étudiée

Auteur, année	Région étudiée	Echelle
MUHLETHALER (1930; 1931)	La Chaux - Les Verrières	1 : 25'000
RICKENBACH (1925)	La Brévine - Saint-Sulpice	1 : 25'000
LLOYD (1958 a)	Le Locle - Les Ponts-de-Martel	1 : 5'000
LLOYD (1958 b)	Le Locle - Les Ponts-de-Martel	1 : 25'000
LLOYD (1964)	Som-Martel	1 : 11'500
ROLLIER et FAVRE (1910)	Le Locle - La Chaux-de-Fonds	1 : 25'000
FAVRE (1911)	Le Locle - La Chaux-de-Fonds	1 : 25'000
BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES (1968)	Morteau	1 : 50'000

(Pour les références complètes, voir liste bibliographique.)

Sur la base de ces données, KIRALY (1969 a et b) a établi une carte hydrogéologique du Canton de Neuchâtel à l'échelle 1: 50'000, ainsi qu'une carte structurale du toit des marnes argoviennes. Une carte géologique schématique de la région étudiée, ainsi que des profils, sont donnés aux fig. 2.-3 et 2.-4; ils ont été établis par J. MEIA à l'aide des travaux cités au tableau 2.-2.

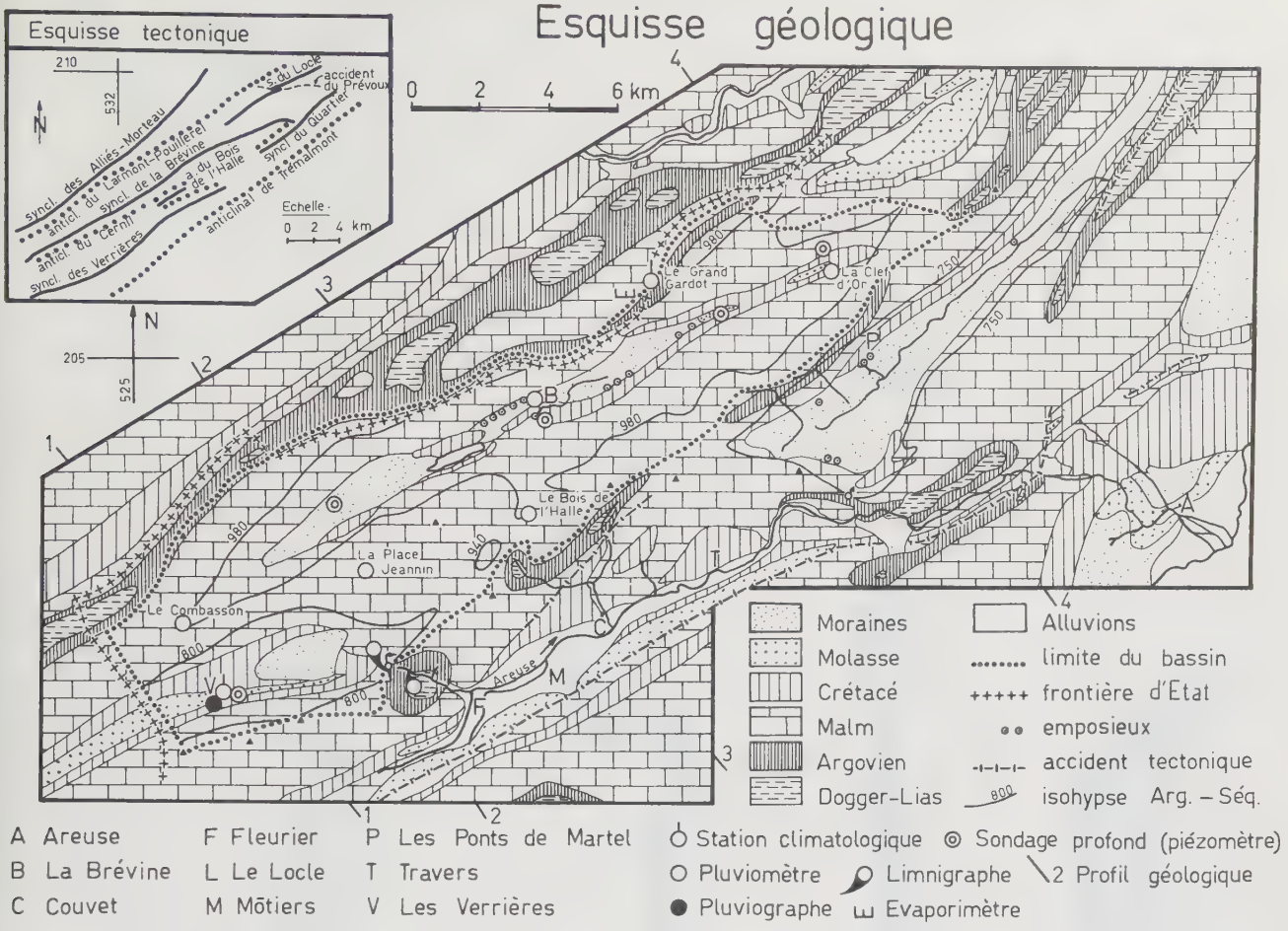


Fig. 2.-3 Esquisse géologique.

4.2. Lithologie.

Une description des terrains constitutifs du bassin a été donnée par BURGER (1959). La série stratigraphique présente, dans la région, les éléments suivants:

QUATERNAIRE

Dépôts principalement morainiques, également alluviaux.

TERTIAIRE

Dans le synclinal des Verrières: molasse marine (Helvétien et Burdigalien supérieur; poudingues, grès, marnes), et molasse d'eau douce supérieure (Tortonien; calcaires marneux et marnes).
Dans le synclinal de La Brévine, le noyau tertiaire est mal connu.

CRETACE E[1] = 150 à 200 m

Barrémien; - supérieur: calcaires à faciès urgonien; - inférieur: calcaires oolithiques, marno-calcaires à la base.

---

1) E = épaisseur approximative.

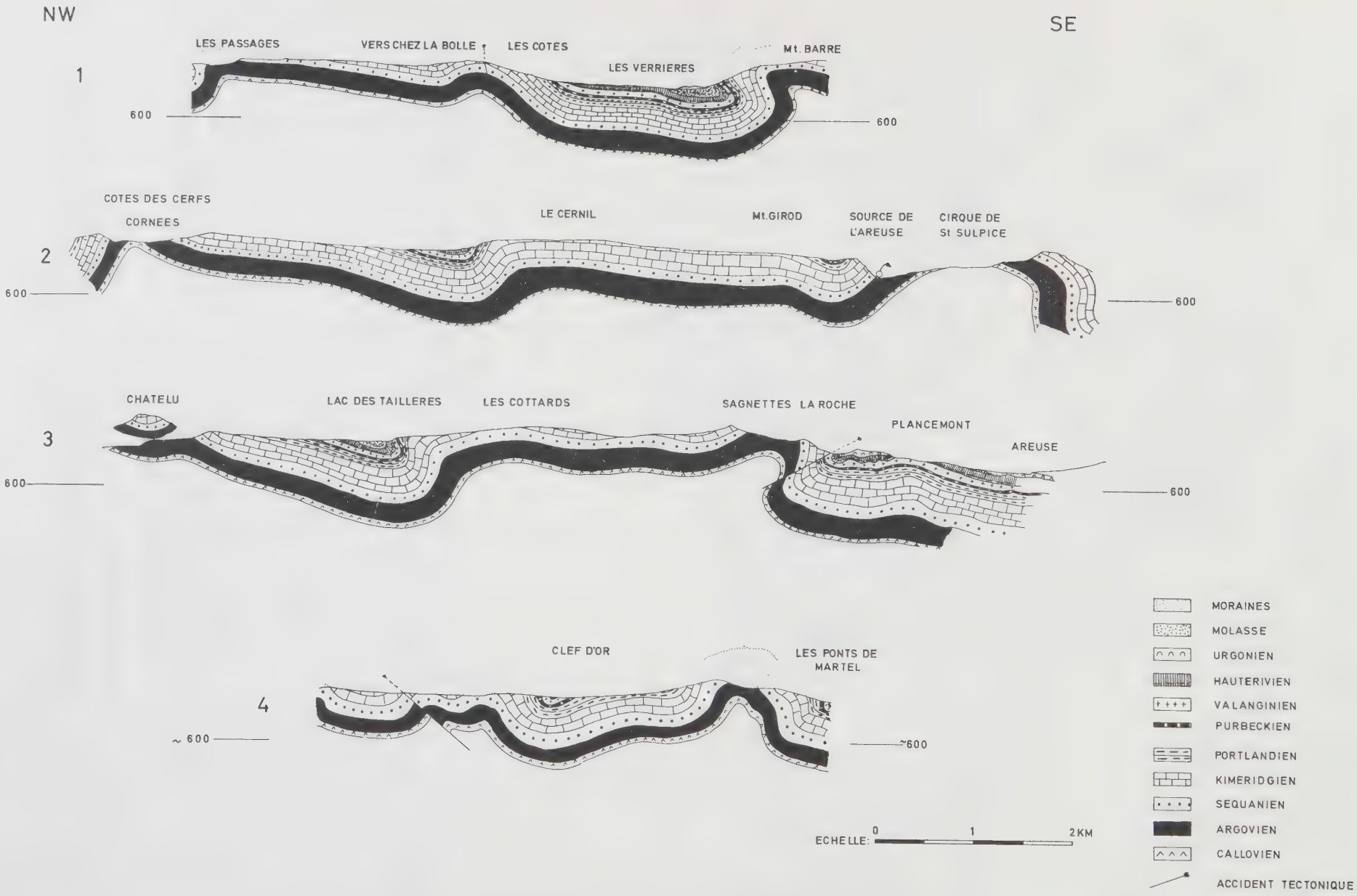


Fig. 2.-4 Profils géologiques. Situation, voir fig. 2.-3.

Hauterivien; - supérieur: calcaires, E = 50 m;
- inférieur: marnes, E = 20 m.

Valanginien; calcaires, E = 50 m.

MALM

Purbeckien; marno-calcaires, couches saumâtres et lacustres; E = 20 m.

Portlandien, Kimméridgien, Séquanien; série calcaire, E = 320 à 350 m; le Séquanien inférieur (E = 30 m) est marno-calcaire.

Argovien; complexe marneux et marno-calcaire; E = 150 à 200 m.

DOGGER

Callovien, Bathonien, Bajocien; série calcaire, intercalée de formations marneuses; E = 200 m; n'affleure pas dans le périmètre du bassin.

En résumé, on distingue dans les terrains constitutifs du bassin deux types d'unités lithologiques: les calcaires et les marnes. Les principales unités calcaires sont l'ensemble Séquanien - Kimméridgien -Portlandien (E = 320 à 350 m), le Valanginien (E = 50 m) et l'Hauterivien supérieur (E = 50 m). BURGER (1959, p.51) donne les valeurs suivantes pour la répartition des affleurements des terrains jurassiques, crétacés et tertiaires dans le périmètre du bassin de la source de l'Areuse:

Crétacé + Tertiaire	15,7 % de la surface totale
Séquanien à Portlandien	83,4 %
Argovien	0,9 %

On remarque la prédominance des surfaces calcaires d'âge jurassique supérieur, qui sont karstifiées et absorbent les précipitations ou les eaux de fonte de neige par infiltration diffuse.

4.3. Structure.

D'après les données existantes citées au paragraphe 4.1, KIRALY (1969 b) a établi une carte structurale du toit des marnes argoviennes, pour le Canton de Neuchâtel. Une partie de ce document a été reproduite à la fig. 2.-6.

Cette carte permet de distinguer les plis principaux suivants, du NW au SE (fig. 2.-3):

Anticlinal du Larmont - Pouillerel;
Synclinal de La Brévine, qui se relève à ses deux extrémités;
Anticlinaux du Cernil et du Bois de l'Halle;
Synclinal des Verrières, qui se relève à son extrémité NE;
Anticlinal de Trémalmont.

4.4. Forages profonds.

Cinq forages profonds ont été réalisés dans le bassin en question, dans le but principal d'observer les fluctuations de la surface supérieure de la zone noyée des calcaires du Malm. La situation de ces ouvrages est donnée au tableau 2.-3 et à la fig. 1.-2.

Tableau 2.-3. Liste des forages profonds

No d'ordre	Lieudit	Coordonnées	Altitude	Profondeur
1.1.	La Brévine	536,800/203,400	env. 1047 m	450,12 m
1.2.	Le Cachot	541,900/206,350	env. 1050 m	200,06 m
1.3.	La Clé-d'Or	544,800/208,200	env. 1070 m	450,11 m
1.4.	Le Brouillet	530,700/200,900	env. 1042 m	76,6 m
1.5.	Les Verrières	527,700/195,400	env. 927 m	216,0 m

Les fig. 2.-5.1 à 2.-5.5, dessinées d'après le rapport géologique de la campagne de forages (DE BOSSET, 1965), résument les paramètres géologiques observées lors des travaux.

A quelques détails près, la carte de KIRALY (1969 b) ne montre pas de contradiction avec ces forages, qui n'ont pas apporté d'éléments nouveaux au point de vue stratigraphique ou structural. Par contre, deux forages réalisés en 1969 aux Cotards-Dessous (coord. 535,310/202,120, alt. 1085 m) et au Bout-du-Lac (coord. 535,310/202,600, alt. 1048 m), à l'Est du Lac des Taillères, ont donné quelques indications sur la partie nord de la zone du Bois de l'Halle, où une dépression axiale affecte la chaîne anticlinale. Il apparaît que le flanc nord de l'anticlinal du Cernil chevauche, dans cette région, le synclinal de La Brévine, dont le noyau crétacé s'enfonce plus profondément que ne l'indique RICKENBACH (1925), et davantage vers le SE; aux Cotards-Dessous, le forage a atteint les dépôts crétacés sous 150 m environ de calcaires du Malm; le rapport géologique concernant ces deux ouvrages est encore en cours d'élaboration (Centre d'hydrogéologie, Neuchâtel).

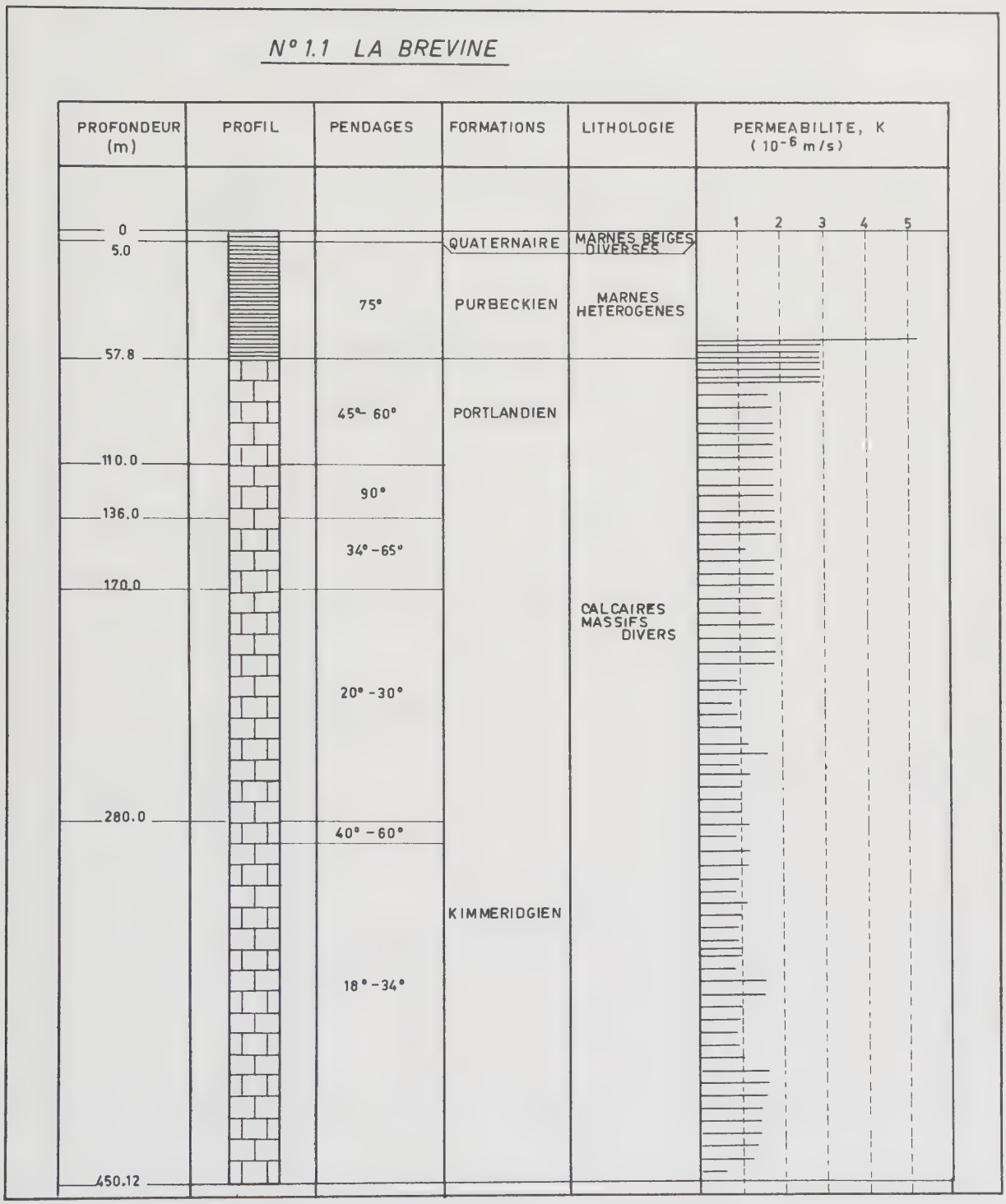


Fig. 2.-5.1 Profil stratigraphique résumé et résultats des essais d'injection d'eau. Forage de La Brévine.

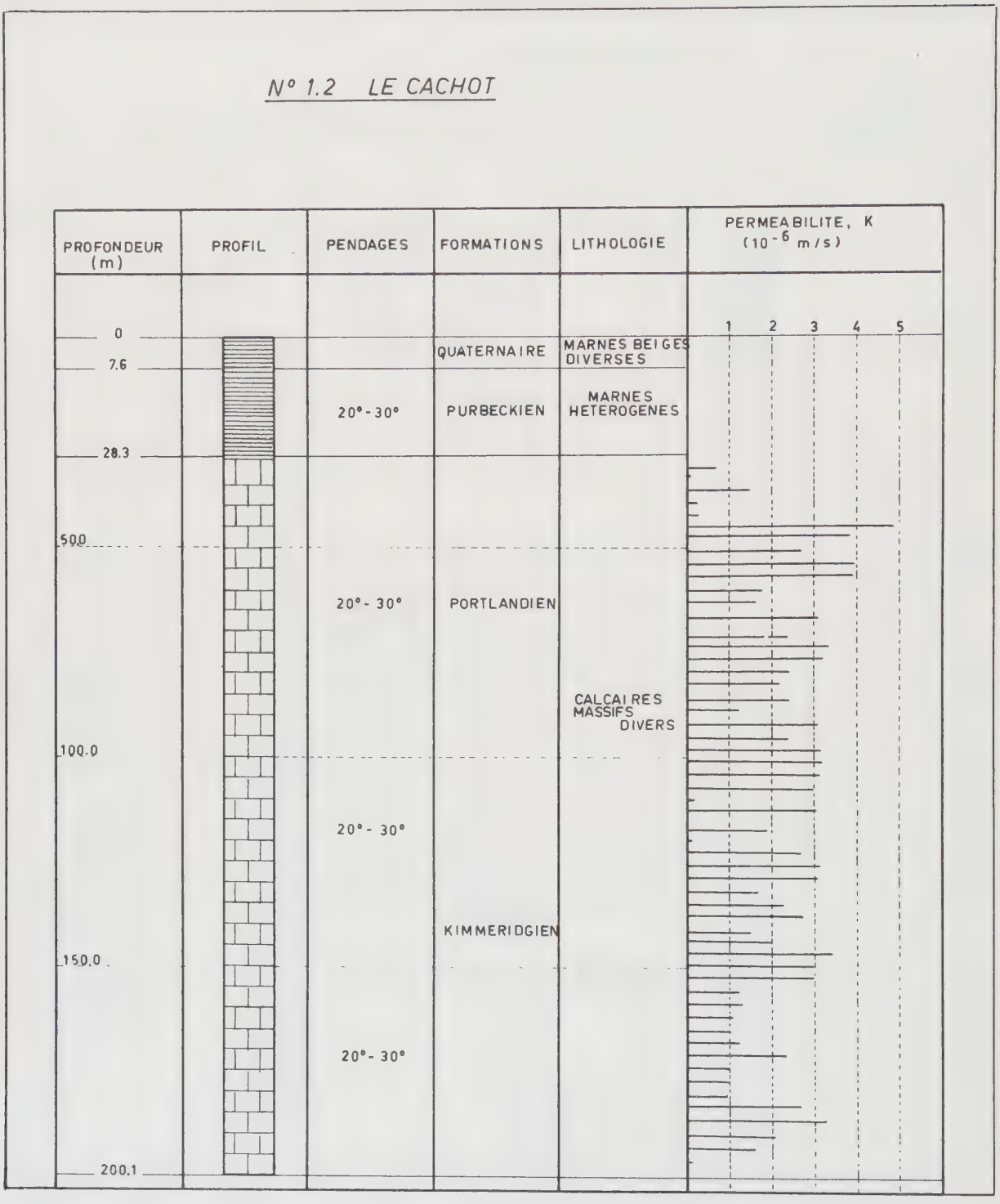


Fig. 2.-5.2 Profil stratigraphique résumé et résultats des essais d'injection d'eau. Forage du Cachot.

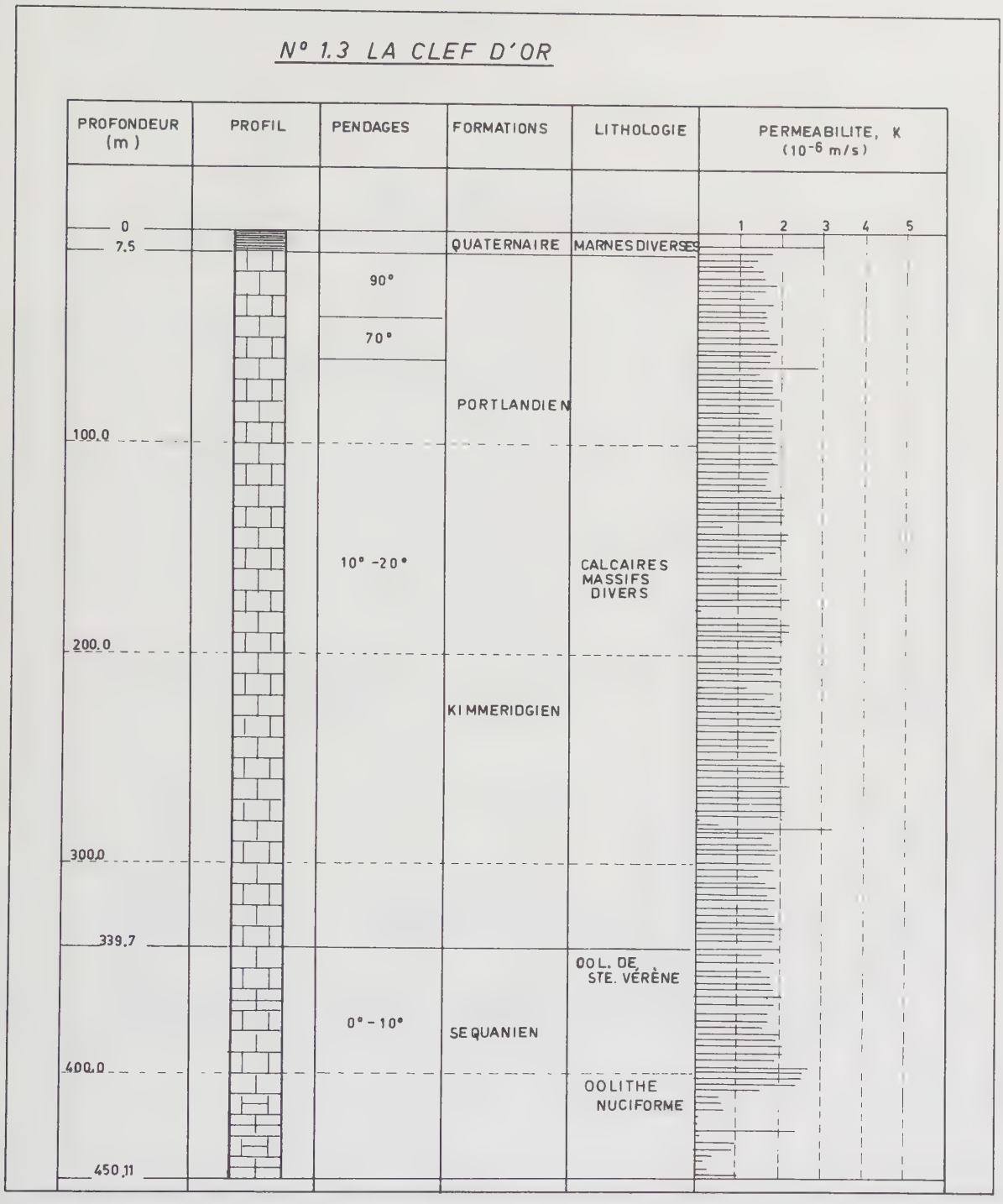


Fig. 2. - 5.3 Profil stratigraphique résumé et résultats des essais d'injection d'eau. Forage de la Clef d'Or.

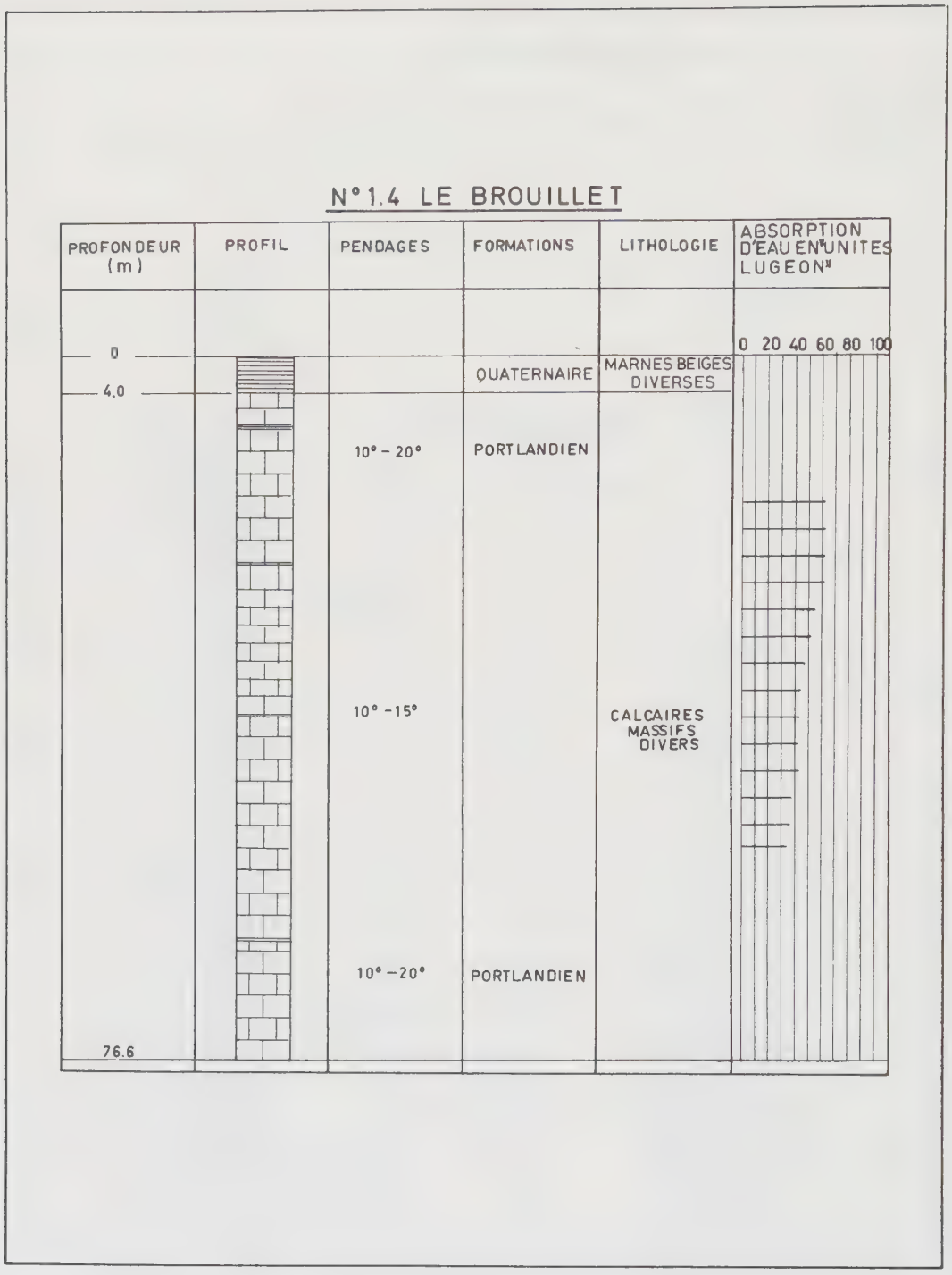


Fig. 2.-5.4 Profil stratigraphique résumé et résultats des essais d'injection d'eau. Forage du Brouillet.

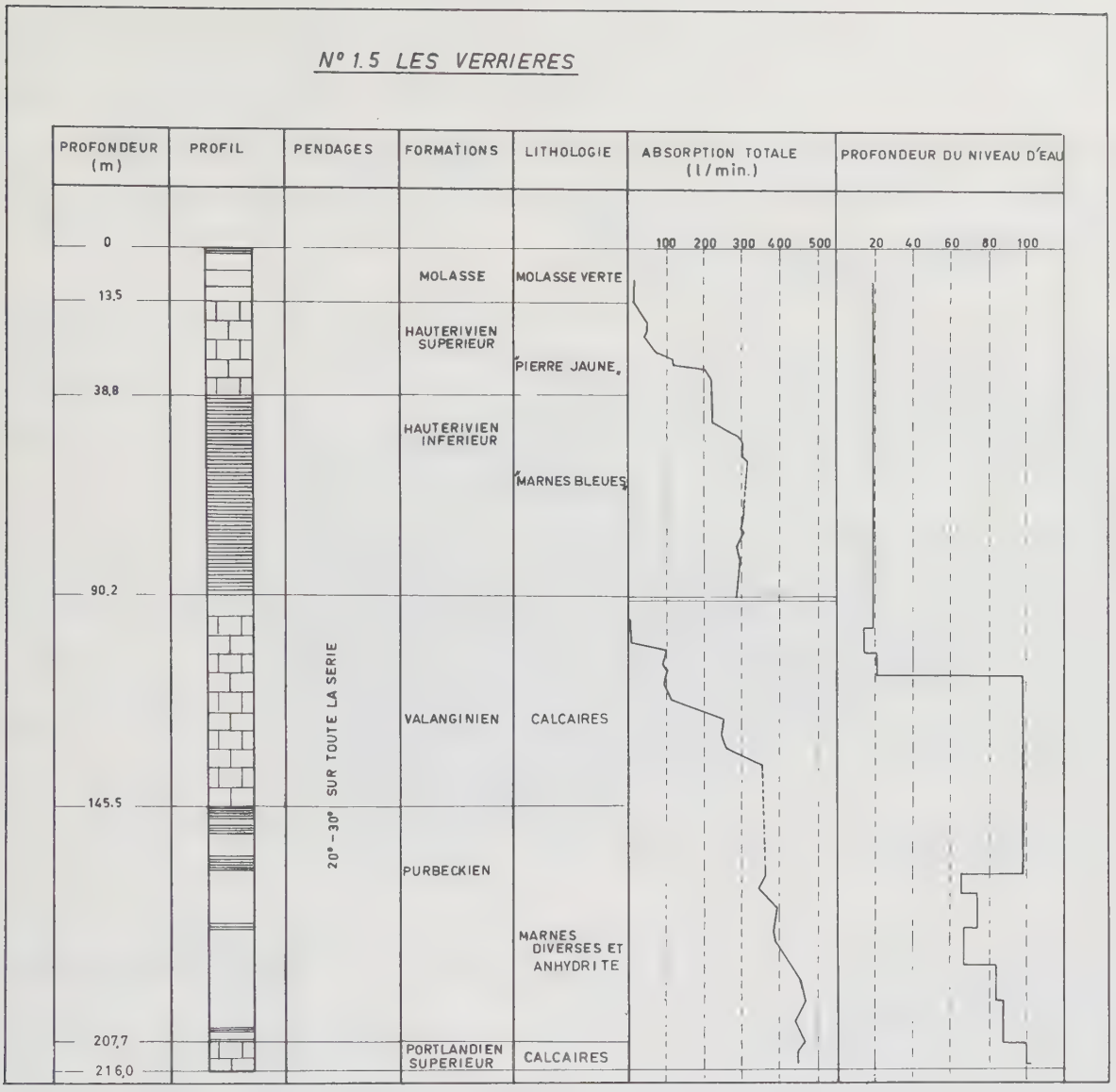


Fig. 2.-5.5 Profil stratigraphique résumé et résultats des essais d'injection d'eau. Forage des Verrières.

5. LIMITES DU BASSIN

Les limites admises pour le bassin sont celles déterminées par BURGER (1959, p. 19); seules, quelques modifications de détail y ont été apportées, sur la base de la carte structurale de KIRALY (1969 b).

L'étude des limites du bassin implique les hypothèses suivantes:

H 2.-1. Les calcaires sont relativement perméables, et les marnes relativement imperméables; en particulier, la perméabilité des marnes argoviennes est admise comme nulle.

H 2.-2. La perméabilité des calcaires est homogène et isotrope.

Ces hypothèses permettent de définir qualitativement des unités hydrogéologiques, désignées par UHG_3 (KIRALY, 1969 d) [1], et dont l'extension correspond à celle des unités lithologiques: les formations calcaires perméables et les formations marneuses peu perméables. Elles permettent également de déterminer les limites du bassin-versant de la source considérée, représentées par l'intersection de la surface imperméable comprenant la zone d'exutoire et de la surface topographique. Cette intersection est de deux types:

1. Le toit des marnes argoviennes affleure; les limites correspondent à la ligne de contact Argovien-Séquanien. Lorsque l'Argovien constitue une surface d'affleurement inclinée vers le centre du bassin, la limite passe par la culmination topographique de cette formation.

2. Le toit des marnes argoviennes n'affleure pas; on admet qu'une surface "imperméable" (c'est-à-dire: qui n'est traversée par aucune ligne d'écoulement) à génératrice verticale passe par la crête des anticlinaux [2]; son intersection avec la surface topographique détermine la limite du bassin. Transversalement aux plis, la position de la surface "imperméable" est fixée par la culmination axiale, et par des critères subjectifs concernant les gradients hydrauliques probables de part et d'autre de la limite.

Si l'on applique strictement les critères exposés ci-dessus, le bassin-versant de la source de l'Areuse se limite au synclinal des Verrières; si l'on ne dispose d'aucun renseignement sur la surface supérieure de la zone noyée, le synclinal de La Brévine reste sans exutoire défini. Or, des expériences de coloration ont montré qu'il existe une relation entre les eaux souterraines de la vallée de La Brévine et la source de l'Areuse (JACCARD, 1886; SCHARDT, 1904). RICKENBACH (1925, p. 69) suppose que l'eau déborde par-dessus l'un ou l'autre des ensellements que présente le toit des marnes argoviennes dans la région du Bois de l'Halle et aux environs des Bayards; cette hypothèse sera commentée au chapitre 4, paragraphe 1.3.2.

Les limites du bassin de la source de l'Areuse, et celles des deux bassins partiels qui le composent: synclinaux de La Brévine et des Verrières, sont indiqués à la fig. 2.-6.

De même que l'on fait l'hypothèse H 2.-1, on peut poser:
H 2.-3. La porosité efficace des calcaires est relativement grande, celle des marnes relativement faible.
H 2.-4. La porosité efficace des calcaires est homogène.
Il est ainsi possible de définir qualitativement un second type d'unités hydrogéologiques, les UHG_2 [3], dont l'extension correspond également aux unités lithologiques: les formations calcaires à "grande" porosité efficace, et les formations marneuses à faible porosité efficace. Cette notion est importante dans l'étude des réserves en eau d'un bassin, puisque celles-ci sont situées dans les formations calcaires, au-dessous de la surface supérieure de la zone noyée; en particulier, la réserve géologique (réserve constante absolue de MARGAT, 1965) est comprise dans un volume correspondant à l'extension des calcaires, et limité vers le haut par un plan horizontal passant par l'exutoire (KIRALY, 1969 d).

1) UHG_3 = classe d'équivalence dans le champ des perméabilités K (KIRALY, op. cit.). Les différents types d'unités hydrogéologiques définis par KIRALY sont énumérés au chapitre 4, paragraphe 1.1.

2) Crête considérée au niveau du toit des marnes argoviennes.

3) UHG_2 = classe d'équivalence dans le champ des porosités efficaces M_e (KIRALY, 1969 d).

LEGENDE:

ISOHYPSE DE LA SURFACE STRUCTURALE DU MUR DE L'AQUIFERE (TOIT DE L'ARGOVIEN IMPERMEABLE) AVEC ALTITUDE EN m.

LIGNE D'AFFLEUREMENT DU MUR DE L'AQUIFERE

DECROCHEMENT

CHARRIAGE

CHARRIAGE DANS UN FLANC RENVERSE

FLANC RENVERSE

LIMITE DU BASSIN, CERTAINE, HYPOTHETIQUE

LIMITE DES BASSINS PARTIELS: BREVINE, VERRIERES.

ZONE NOYEE

ZONE CAPTIVE

IZOPIEZES AVEC ALTITUDE EN m.

PIEZOMETRES: N°1.1 LA BREVINE N°1.2 LE CACHOT
N°1.3 LA CLE D'OR N°1.4 LE BROUILLET
N°1.5 LES VERRIERES

0 1 2 3 4Km.

Fig. 2.-6 Carte structurale du mur de l'aquifère et carte piézométrique.

Chapitre 3

HYDROLOGIE DE SURFACE

1. LES FACTEURS METEOROLOGIQUES

1.1. Précipitations.

1.1.1. Le réseau d'observation.

Pendant la période d'observation, sept pluviomètres étaient répartis dans le périmètre du bassin; six d'entre eux avaient été spécialement installés pour l'étude en question, le septième, à La Brévine, appartenant au réseau de l'I.S.M. D'autre part, une douzaine de pluviomètres faisant partie des réseaux de l'I.S.M. ou de l'E.D.F. sont exploités à moins de douze kilomètres des limites du bassin.

La situation de ces stations est donnée aux tableaux 3.-1.1 et 3.-1.2 et à la fig. 1.-2. Les pluviomètres disposés sur territoire suisse sont du type HELLMANN normalisé (surface de réception: 200 cm^2); les précipitations journalières sont mesurées le matin, en principe à 7 h 30, et sont rapportées au jour précédent.

1.1.2. Hauteurs de précipitations annuelles et module pluviométrique annuel pour chaque station.

Les hauteurs de précipitations annuelles et le module pluviométrique annuel pour chaque station sont représentés aux tableaux 3.-2.1 et 3.-2.2 Ces valeurs sont tirées des annuaires pluviométriques de la Suisse (Ergebnisse der täglichen Niederschlagsmessungen, édités par l'INSTITUT SUISSE DE METEOROLOGIE). Le Centre hydrométéorologique "Alpes" de l'E.D.F. nous a transmis les tableaux de précipitations journalières pour ses stations. Rappelons que l'année hydrologique débute le ler novembre (chapitre 2, paragraphe 3.2.).

Les hauteurs de précipitations d'un certain nombre d'années pour Le Combasson, La Place-Jeannin et La Chaux-du-Milieu, ont été interpolées d'après les stations voisines, afin de constituer un ensemble de données homogènes susceptibles d'être comparées entre elles. En effet, ces pluviomètres n'ont été observés que pendant une partie de la durée de l'étude (voir tableau 3.-1.1). Les données qu'ils fournissent sont d'ailleurs importantes, puisque c'est au Combasson que l'on a enregistré chaque année la plus forte pluviosité, alors que La Chaux-du-Milieu appartient à la région la mois arrosée du bassin.

Les valeurs interpolées sont données par les droites de régression de y par x figurant au tableau 3.-3, où y = hauteur de précipitations annuelle pour la station considérée (en mm) et x = moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations des autres stations dans le périmètre du bassin. [1)]

---

1) Dans le présent travail, les droites de régression et les coefficients de corrélation linéaires sont calculés au moyen d'une calculatrice OLIVETTI Programma 101, avec le programme No 201, p. 101 - 106, donné dans le manuel OLIVETTI (Statistische Programmsammlung).

Tableau 3.-1.1. Liste des stations pluviométriques dans le périmètre du bassin.

Lieu	Coordonnées	Altitude	Remarques
Le Combasson	526,300/197,400	1170 m	En fonction dès le 13 octobre 1964.
Les Verrières [1]	527,430/195,430	932 m	
La Place Jeannin	531,620/198,920	1170 m	Déplacée du Cernil à La Place Jeannin le 12 juillet 1960; supprimée le 30 septembre 1968.
Les Fontenettes-Dessus	533,300/199,980	1240 m	A remplacé la station de La Place Jeannin à partir du ler octobre 1968.
Le Bois de l'Halle	536,350/200,520	1105 m	Changement d'observateur le ler avril 1960.
La Chaux-du-Millieu [1]	544,030/207,290	1074 m environ	Supprimée le 30 septembre 1964.
La Clé-d'Or	545,010/207,680	1070 m environ	En fonction dès le 27 mai 1966, en remplacement de la station de La Chaux-du-Milieu.
Le Grand-Gardot [1]	539,950/207,010	1091 m	Déplacée du Gigot au Grand-Gardot en octobre 1964.
La Brévine	536,740/203,560	1042 m	Changement d'observateur en octobre 1964

[1] Stations météorologiques

Tableau 3.-1.2. Liste des stations pluviométriques des régions limitrophes du bassin.

Lieu	Coordonnées	Altitude	Service responsable	Remarques concernant la période 1959-69
Le Chasseron	531,220/189,200	1601 m	I.S.M.	Supprimée le 30 septembre 1967.
L'Auberson	525,050/185,730	1110 m environ	I.S.M.	Changement d'observateur en novembre 1967.
Saint-Sulpice	533,450/195,870	750 m environ	I.S.M.	Changement d'observateur en mai 1969.
Couvet	538,640/197,555	750 m environ	I.S.M.	Changement d'observateur en juin 1969.
Combe-Garot	551,100/201,500	532 m	I.S.M.	
Les Ponts-de-Martel	545,740/205,320	1053 m	I.S.M.	Changement d'observateur les ler mai 1964 et 10 janvier 1967.
Oye-et-Pallet	515,500/189,500 environ	850 m	E.D.F.	Changement d'observateur les ler février 1963, ler avril 1964 et mai 1966.
Les Fourgs	521,000/187,500 environ	1100 m	E.D.F.	Changement d'observateur en mai 1965.
Pontarlier	517,500/195,500 environ	835 m	E.D.F.	
Villers-Le-Lac	541,500/212,500 environ	950 m	E.D.F.	
Les Brenets	544,470/213,170	875 m environ	I.S.M.	
Le Locle	547,260/211,750	920 m environ	I.S.M.	
La Chaux-de-Fonds	553,950/217,070	990 m	I.S.M.	
Le Russey	546,000/223,500 environ	900 m	E.D.F.	Déplacée du Bizot (alt. 930 m) au Russey, le 6 juin 1963
Charquemont	553,500/229,500 environ	870 m	E.D.F.	Changement d'observateur, le ler février 1959
Le Refrain	557,000/226,500 environ	550 m	E.D.F.	

Tableau 3.-3 Droites de régression pour l'interpolation des hauteurs de précipitations annuelles.

Station pluviométrique	Droite de régression	Coefficient de corrélation	Nombre de paires de données	Différence maximum constatée entre y calculé et y observé	
				par défaut	par excès
Le Combasson	y = 1,437 x - 276	0,952	5	- 5 %	+ 5 %
La Place Jeannin	y = 1,129 x - 82	0,969	9	- 10 %	+ 7 %
La Chaux-du-Milieu	y = 1,060 x - 212	0,939	5	- 5 %	+ 4 %

1.1.3. Distribution spatiale des précipitations.

1.1.3.-1. Le bassin de la source de l'Areuse à l'échelle du domaine jurassien.

L'examen de la carte pluviométrique à petite échelle de la partie occidentale du Jura (fig. 3.-1), établie d'après UTTINGER (1949) et d'après la carte d'isohyètes "normale 1936-1965" de l'E.D.F., permet de distinguer les traits généraux de cette région.

De la partie orientale du département de l'Ain jusqu'au canton d'Argovie, la chaîne du Jura forme un axe de pluviosité maximum long de plus de 250 km; le module pluviométrique annuel y est presque toujours supérieur à 1200 mm. Du Grand-Crédo aux environs de Vallorbe, la hauteur de pluie dépasse même le plus souvent 1600 mm, pour culminer à 2000 mm et plus, le long des crêtes; au NE de Vallorbe, on ne signale pas de valeurs supérieures à 2000 mm, les maxima étant soulignés par l'isohyète 1600 mm; enfin, plus au NE encore, au-delà d'une ligne passant par Le Locle et le Creux-du-Van, l'isohyète 1400 mm limite les régions les plus humides.

Au SE de la chaîne du Jura succède une zone plus sèche, qui correspond à la bordure du Plateau suisse. Cette région, dont le module pluviométrique annuel est inférieur à 1200 mm, s'étend de la plaine de Genève au Seeland et se poursuit, plus au NE, le long de la vallée de l'Aar. Ce minimum se marque le mieux entre la plaine de Genève et le Seeland; il est souligné par l'isohyète 1000 mm; dans la région genevoise, on observe même des valeurs inférieures à 900 mm.

L'axe pluvieux du Jura est très dissymétrique; la pluviosité diminue rapidement en direction du Plateau suisse, alors qu'elle ne décroît que lentement vers l'extérieur de la chaîne jurassienne. Sur toute la zone des Hauts Plateaux du Jura franc-comtois, le module pluviométrique annuel est supérieur à 1000 mm.

Cette distribution des précipitations sur la région jurassienne, parallèlement et perpendiculairement à l'axe de la chaîne, est un phénomène complexe lié à l'orographie; elle est due à deux facteurs principaux, qui sont l'altitude de la surface topographique, et l'exposition des régions au vent ou sous le vent (UTTINGER, 1949). En général, les précipitations croissent avec l'altitude. D'autre part, sur les versants au vent, l'effet du relief se traduit parfois par une augmentation de la pluviosité déjà avant l'obstacle, au-dessus de la plaine le précédant; sur les versants sous le vent par contre, la quantité de pluie diminue en général peu après la crête, de sorte que les plaines et vallées qui lui succèdent apparaissent comme des zones relativement sèches.

Le fait que la région considérée soit soumise aux vents doux et humides venant de l'Atlantique, et la diminu-

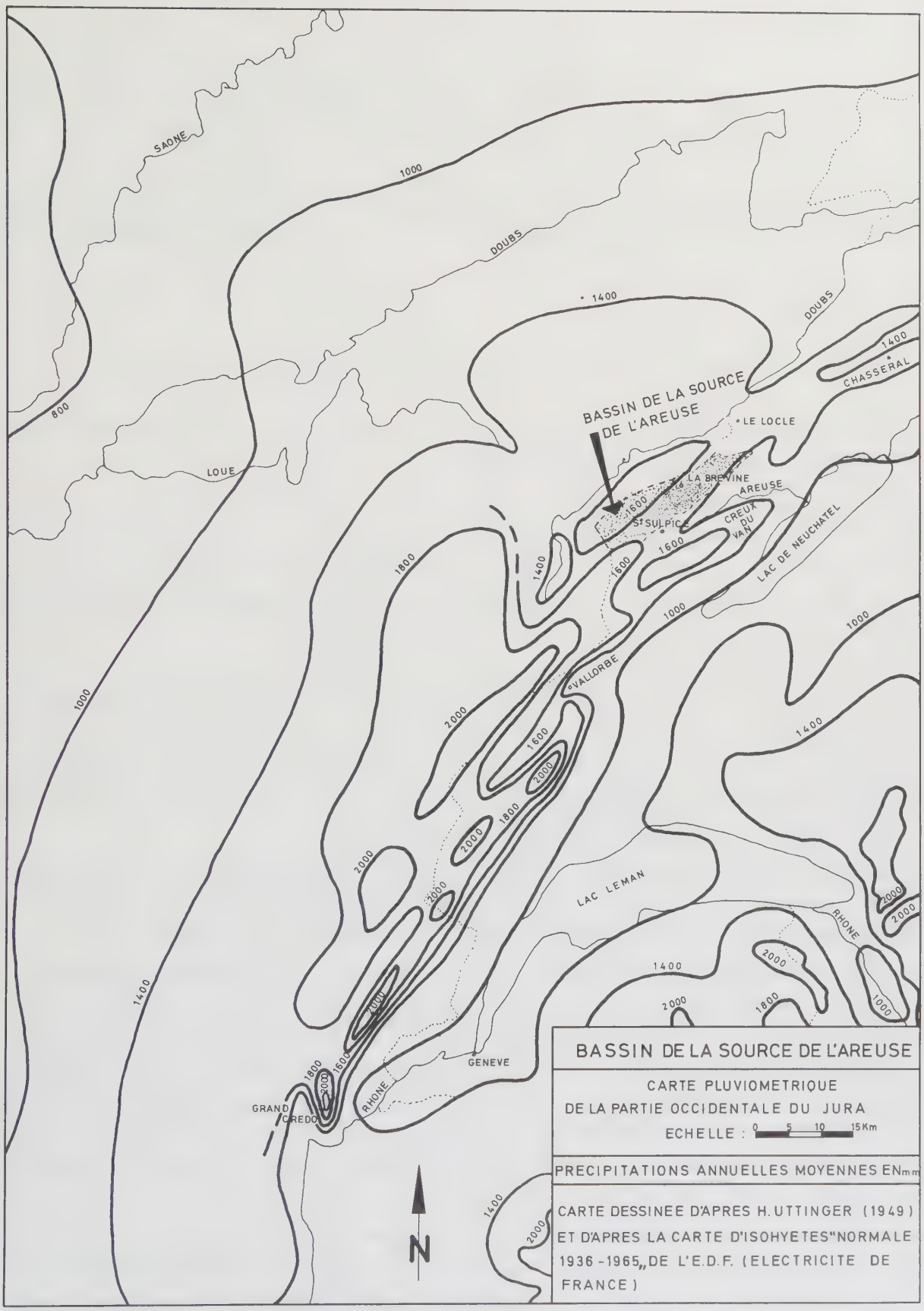


Fig. 3.-1 Carte pluviométrique de la partie occidentale du Jura.

tion de l'altitude des crêtes jurassiennes du SW au NE, sont donc à l'origine de la répartition des précipitations décrite plus haut.

Dans la région du bassin de la source de l'Areuse, situé sur l'axe pluvieux du Jura, la carte pluviométrique de la fig. 3.-1 montre des zones de forte pluviosité soulignées par l'isohyète 1600 mm. Ce bassin se trouve donc dans une zone de transition; les pluviosités maxima atteignaient 2000 mm ou davantage plus au SW, mais ne dépasseront pas 1600 mm plus au NE.

L'échelle de cette carte est suffisante pour que l'on puisse distinguer, entre le lac de Neuchâtel et la vallée du Doubs, une alternance de zones humides ou plus sèches, correspondant à la succession des chaînes et des vallées.

1.1.3.-2. Les cartes pluviométriques du bassin de la Source de l'Areuse.

A l'aide des hauteurs de précipitations annuelles et des modules pluviométriques annuels figurant aux tableaux 3.-2.1 et 3.-2.2, trois cartes d'isohyètes ont été dessinées:

1. Une carte construite d'après les modules pluviométriques annuels de la période du 1er novembre 1959 au 31 octobre 1966 (7 années hydrologiques), dessinée originalement à l'échelle 1: 100'000, et qui couvre la région allant de Pontarlier au Refrain et de la chaîne du Chasseron à la vallée du Doubs (fig. 3.-2). Elle permet de situer le bassin de la source de l'Areuse dans le cadre de son entourage immédiat; l'alternance de zones à pluviosité maximum et minimum apparaît avec plus de détails qu'à la fig. 3.-1.

2. Deux cartes construites d'après les hauteurs de précipitations annuelles de 1963-64 (année la plus sèche) et 1965-66 (année la plus humide), dessinées originalement à l'échelle 1: 50'000, et qui sont limitées à l'étendue de bassin (fig. 3.-3 et 3.-4). L'équidistance de 50 mm entre les isohyètes est très faible (3 % de 1500 mm, ordre de grandeur de la lame d'eau annuelle tombée sur le bassin); mais, comme la densité des stations est relativement grande (7 pluviomètres pour 129 km^2), la carte ainsi obtenue représente d'une façon satisfaisante la répartition probable des précipitations sur le bassin.

L'hypothèse a été admise que les relations entre la pluviosité et l'orographie mentionnées dans le paragraphe précédent sont valables pour la région étudiée; il a donc été tenu compte de ces relations dans le tracé des isohyètes. Cette hypothèse n'est pas en contradiction avec les mesures faites à chaque station.

Les isohyètes mettent en évidence la diminution des précipitations du SW au NE, phénomène observé pour l'ensemble du domaine jurassien, et qui se retrouve à l'échelle du bassin étudié ou de la chaîne isolée. A la chaîne du Grand-Taureau - Le Pussin, et aux crêtes de Vers-chez-le-Brandt, correspond le maximum de pluviosité; au NE, la vallée de La Brévine dessine une aire moins humide, avec un minimum entre La Brévine et La Chaux-du-Milieu. Pour l'année 1965-66, la plus humide, on observe que l'effet de barrage dû à la chaîne du Som-Martel se traduit, sur le versant au vent, par une augmentation de la pluviosité jusque dans la région de La Chaux-du-Milieu, qui est située avant l'obstacle et qui appartient, en général, à la zone la mois humide du bassin; ce phénomène a été mentionné plus haut.

Les cartes d'isohyètes pour les années hydrologiques 1959-60 et 1962-63 ont également été construites (TRIPET, 1967); pour ces deux années, la lame d'eau tombée sur le bassin est voisine de sa valeur moyenne pour 10 ans. Les caractères de ces deux cartes sont très semblables de ceux des fig. 3.-2, 3.-3 et 3.-4.

Fig. 3.- 2 Carte pluviométrique du bassin.

Module pluviométrique annuel, années hydrologiques 1959-60 à 1965-66.

FIG 3 - 3 CARTE PLUVIOMETRIQUE

ANNEE HYDROLOGIQUE 1963-1964

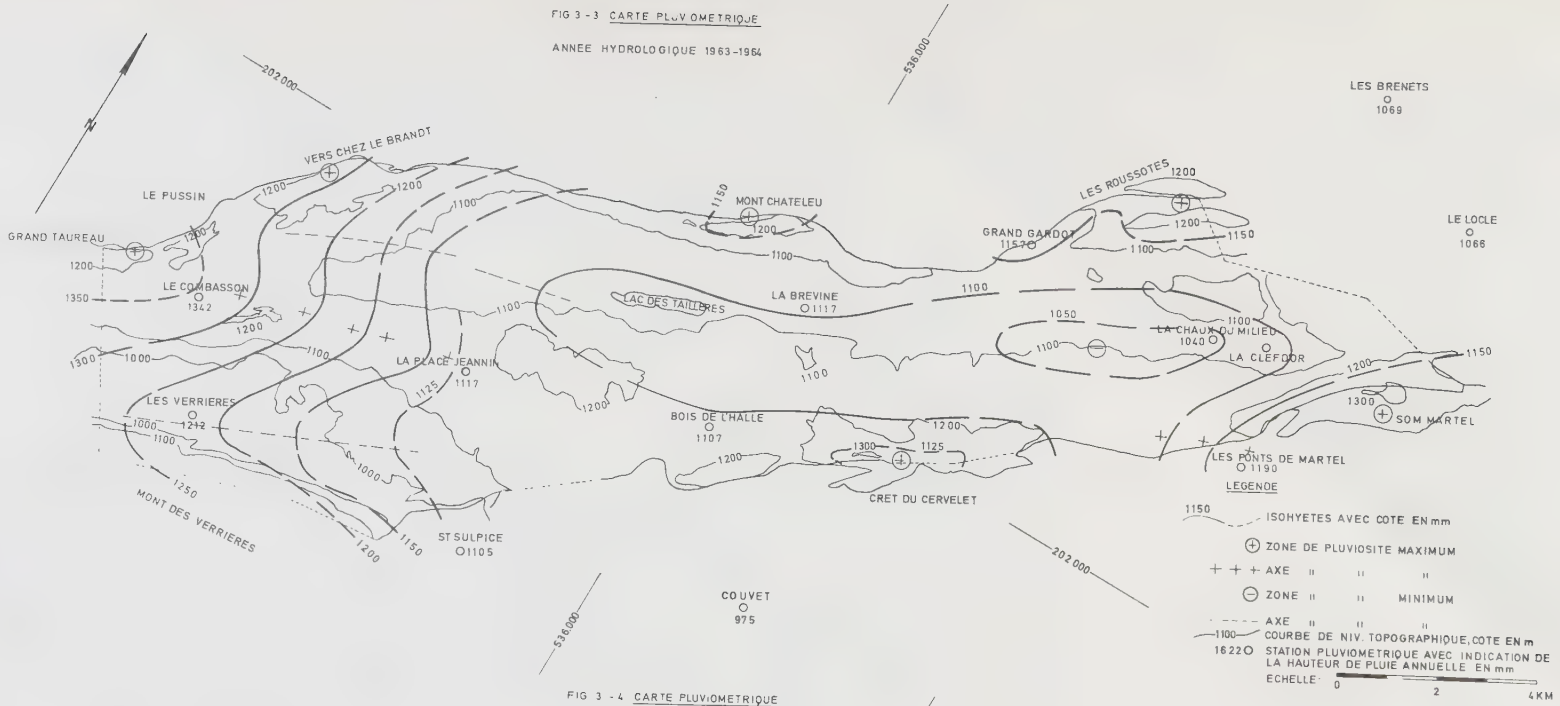
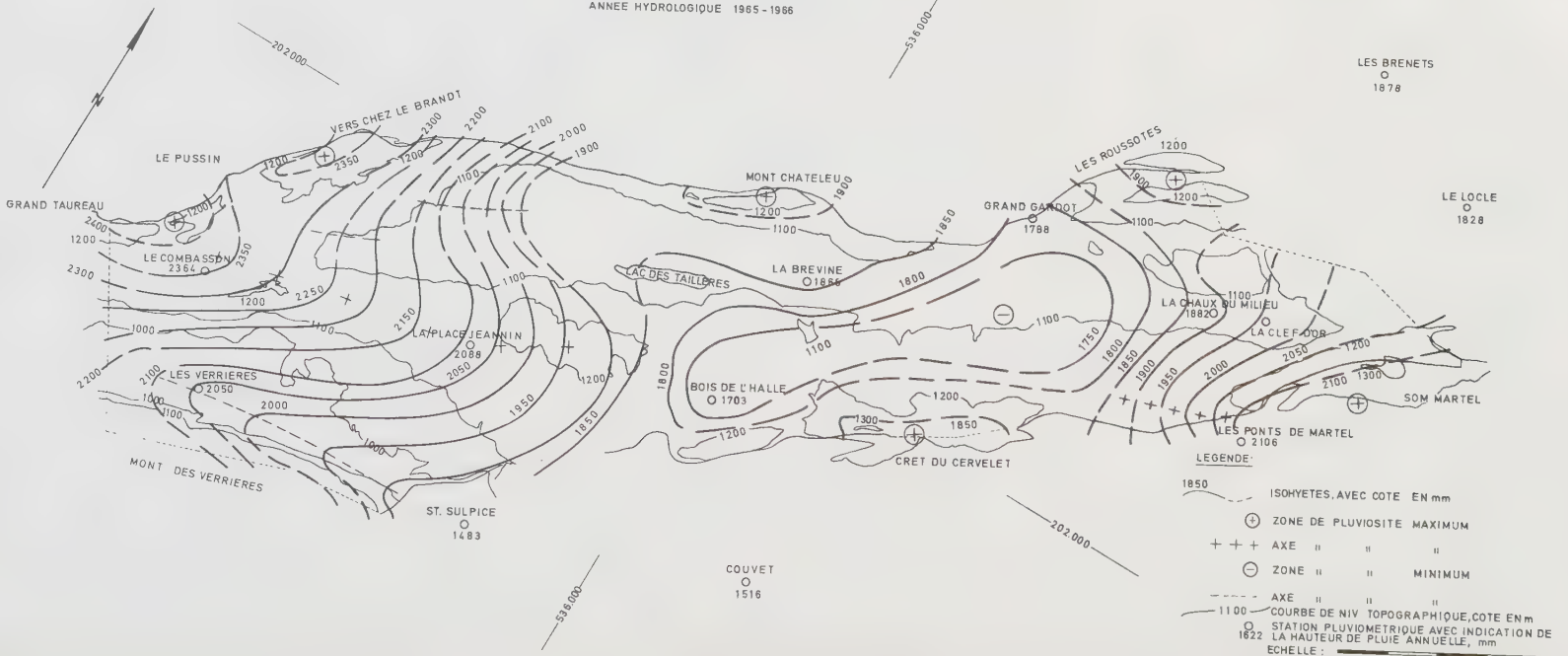


FIG 3 - 4 CARTE PLUVIOMETRIQUE

ANNEE HYDROLOGIQUE 1965-1966



Corrélation précipitation - altitude.

Il a été constaté plus haut que l'hypothèse faite sur la validité des relations entre la pluviosité et l'orographie dans le cas du bassin n'était pas en contradiction avec les hauteurs de précipitations mesurées à chaque pluviomètre. Cependant, en raison de l'effet conjugué des deux facteurs orographiques (altitude et exposition des versants), la corrélation entre la hauteur de précipitations annuelle et l'altitude de la station est médiocre. BURGER (1959, p. 114) fait la même constatation; pour 13 stations du bassin de l'Areuse au sens large et de sa périphérie, comprises entre 450 et 1425 m, il obtient la droite de régression suivante pour la pluviosité P (moyenne annuelle, en cm; période 1901-1940) et l'altitude h (en hm):

$$P = 107 + 3{,}4\,h$$

Cette corrélation indique que les précipitations moyennes augmentent de 3,4 cm pour une dénivellation de 100 m; le coefficient de corrélation, égal à 0,60, est toutefois trop faible pour que l'on puisse faire confiance à une telle formule dans des applications pratiques. Un essai de corrélation pour la période 1959-1966, concernant les 15 stations qui ont servi à l'établissement du tableau 3.-4, comprises entre 750 et 1170 m, a montré un accroissement de la pluviosité avec l'altitude du même ordre de grandeur; la droite de régression est la suivante:

$$P = 101{,}9 + 5{,}01\,h$$

Le coefficient de corrélation n'est que de 0,50. Une meilleure corrélation serait vraisemblablement obtenue en groupant les stations selon leur situation par rapport au relief et en les étudiant séparément.

DELAROZIERE (1968) a calculé la droite de régression suivante pour P et h, pour le bassin du Doubs:

$$P = 83{,}74 + 6{,}57\,h$$

Altitude des stations: 150 à 1100 m environ;
période d'observation: 1946 à 1965;
coefficient de corrélation: 0,86.

UTTINGER (1951; in BURGER, 1959) donne, pour la même relation établie pour la chaîne du Jura suisse:

$$P = 69{,}2 + 7{,}32\,h$$

Altitude des stations: entre 260 et 1470 m;
coefficient de corrélation: 0,84.

1.1.4. Lame d'eau moyenne tombée sur le bassin.

Trois méthodes de calcul de la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin pour des périodes annuelles ont été testées. Ces méthodes sont décrites dans les ouvrages d'hydrologie de surface (ROCHE, 1963) ou d'hydrogéologie (CASTANY, 1963). Il s'agit de:

1. Calcul par la moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations relevées aux diverses stations.
2. Méthode de THIESSEN.
3. Méthode des isohyètes.

Le calcul par la moyenne arithmétique des données de chaque station nous a été recommandé par H. UTTINGER (communication personnelle). En effet, les deux autres méthodes, plus détaillées, sont aussi plus longues, et n'excluent pas la probabilité de donner des résultats très voisins des simples moyennes arithmétiques.

La méthode de THIESSEN attribue à chaque pluviomètre un poids proportionnel à la surface d'une zone

d'influence présumée qui dépend de la répartition des stations. Or, en raison des caractères orographiques et de la forme allongée du bassin, il est probable que ces subdivisions ne correspondent pas aux zones de pluviosité différente. D'autre part, la qualité des observations pluviométriques n'est pas égale pour chaque station; les mesures auxquelles la méthode de THIESSEN donne un poids plus important ne sont pas forcément les plus sûres. Ces restrictions peuvent diminuer l'efficacité de la méthode.

La méthode des isohyètes, qui permet de mieux représenter la réalité, est très longue à appliquer; ses résultats doivent être sensiblement différents de ceux donnés par les procédés plus rapides, pour que son utilisation présente un intérêt.

1.1.4.-1. Moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations aux diverses stations.

Selon les indications de H. UTTINGER (communication personnelle), les stations considérées pour le calcul de ces moyennes sont celles comprises dans le périmètre du bassin, affectées d'un poids de 1, ainsi qu'un certain nombre de pluviomètres situés dans les régions limitrophes, affectés d'un poids de 0,5.

Ces stations, au nombre de 15, sont les suivantes: Le Combasson, Les Verrières, La Place-Jeannin [1], Le Bois de l'Halle, La Chaux-du-Milieu [2], Le Grand-Gardot, La Brévine, L'Auberson, Saint-Sulpice, Couvet, Les Ponts-de-Martel, Les Fourgs, Pontarlier, Les Brenets, Le Locle.

La lame d'eau moyenne tombée sur le bassin pour une période annuelle, calculée par ce procédé à partir des données des tableaux 3.-2.1 et 3.-2.2 figure au tableau 3.-4.

Tableau 3.-4. Lame d'eau moyenne tombée sur le bassin,
calculée par la moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations annuelles aux diverses stations.

Nombre de stations: 15
N = année la plus sèche; X = année la plus humide.

Année hydrologique	Lame d'eau P_i (mm)	Indice pluviométrique annuel pour le bassin $P_i / \overline{P}$
1959-60	1521	0,99
1960-61	1320	0,86
1961-62	1368	0,89
1962-63	1535	1,00
1963-64	1145 N	0,75
1964-65	1644	1,07
1965-66	1916 X	1,25
1966-67	1586	1,04
1967-68	1872	1,22
1968-69	1406	0,92
Moyenne	$\overline{P}$ = 1531	

1) Pour l'année hydrologique 1968-69, la valeur des Fontenettes-Dessus remplace celle de La Place-Jeannin.

2) A partir de 1966-67, La Clé-d'Or remplace la Chaux-du-Milieu.

Les stations mentionnées aux tableaux 3. - 2.1 et 3. - 2.2 et qui n'ont pas été prises en compte dans ce calcul sont trop éloignées des limites du bassin, et dans une situation orographique différente.

Le tableau 3. - 4 indique également l'indice pluviométrique annuel pour le bassin. Deux années s'écartent de 1 % ou moins de la moyenne $\overline{P}$, et sept années s'en écartent de 14 % ou moins; trois années se distinguent avec 22 à 25 % d'écart: 1965-66 et 1967-68, années humides et 1963-64, année sèche.

Dans un rapport préliminaire (TRIPET, 1967), nous avions comparé les diverses valeurs de la lame d'eau tombée sur le bassin calculée par moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations, en pondérant les données de plusieurs manières. Les pluviomètres pris en considération sont les mêmes que pour les moyennes figurant au tableau 3. - 4; les années hydrologiques étudiées allaient de 1959-60 à 1965-66. Les moyennes ont été calculées de la manière suivante:

1. Poids égal à toutes les stations.
2. Poids de 1 aux stations du bassin, et de 0,5 à celles des régions limitrophes.
3. Poids de 1 aux stations du bassin, de 0,5 à celles du Locle, des Ponts-de-Martel et de Saint-Sulpice, qui sont très proches des limites du bassin, et de 0,25 aux autres stations.
4. Stations du bassin uniquement, chacune ayant un poids égal.

Les moyennes obtenues par ces quatre procédés diffèrent très peu les unes des autres; la différence est le plus souvent inférieure à 1 %, et n'atteint jamais 3 %. On peut en conclure que la pluviosité du bassin ne s'écarte pas sensiblement de celle des régions limitrophes. La pondération indiquée ci-dessus au point 2, qui est celle utilisée pour calculer les lames d'eau du tableau 3. - 4, peut donc être considérée comme satisfaisante.

Il n'est pas exclu que la répartition des pluviomètres à l'intérieur du bassin soit responsable de différences plus grandes que celles mentionnées ci-dessus. Dans le rapport préliminaire cité, la lame d'eau moyenne a été calculée de la même manière qu'au tableau 3. - 4, mais en omettant successivement la station du Combasson, et celle du Bois de l'Halle; la comparaison de ces moyennes avec celles du tableau 3. - 4 montre que l'erreur est également inférieure à 3 %. Le nombre de pluviomètres et la distribution des hauteurs de précipitations observées autour de la valeur moyenne pour le bassin sont donc tels que le calcul de cette moyenne n'est affecté que d'une façon négligeable par l'omission d'un point d'observation, même s'il s'agit d'un point extrême comme Le Combasson.

Distribution des hauteurs de précipitations annuelles ponctuelles autour de leur moyenne régionale.

La moyenne $\overline{P}$, l'écart type s et l'écart type relatif $v = s / \overline{P}$ des hauteurs de précipitations annuelles P_i mesurées aux stations sont donnés, pour chaque année hydrologique, au tableau 3. - 5; les stations considérées sont celles qui entrent dans le calcul des grandeurs du tableau 3. - 4; les valeurs de P_i sont tirées des tableaux 3. - 2.1 et 3. - 2.2 Ces grandeurs sont représentées à la fig. 3. - 5; on voit que l'écart type croît avec la moyenne des hauteurs de précipitations annuelles, non seulement en valeur absolue, mais encore en valeur relative; en d'autres termes, la dispersion des hauteurs de précipitations annuelles aux stations croît lorsque leur moyenne augmente. La valeur de l'écart type n'est jamais supérieure au 12,5 % de la moyenne $\overline{P}$, pour la période considérée.

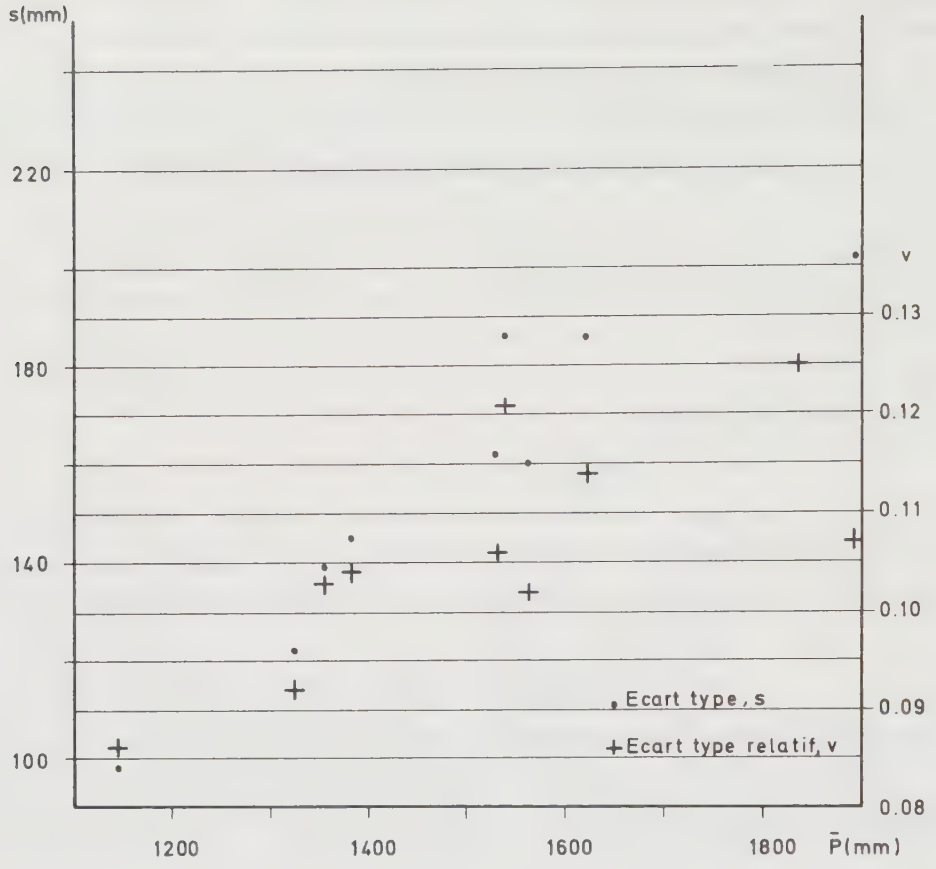


Fig. 3.-5 Distribution des hauteurs de précipitations annuelles P_i mesurées aux stations, autour de leur moyenne $\overline{P}$, pour chaque année hydrologique.

Ecart type s et écart type relatif v, en fonction de la moyenne $\overline{P}$.

Tableau 3.-5. Distribution des hauteurs de précipitations annuelles P_i mesurées aux stations, autour de leur moyenne $\overline{P}$, pour chaque année hydrologique.

s = écart type, v = écart type relatif, i = numéro d'ordre de l'année.

Année hydrologique	$\overline{P}$ (mm)	s (mm)	$v = \frac{s}{\overline{P}}$
1959-60	1538	186	0,121
1960-61	1323	122	0,092
1961-62	1355	139	0,103
1962-63	1529	162	0,106
1963-64	1140	98	0,086
1964-65	1621	186	0,114
1965-66	1895	202	0,107
1966-67	1563	160	0,102
1967-68	1837	230	0,125
1968-69	1384	145	0,104

L'écart des hauteurs de précipitations annuelles P_i mesurées à chaque station par rapport à la moyenne, pour une année hydrologique donnée, figure au tableau 3.-6; il est exprimé en unités standard, et se définit de la façon suivante:

$$E_{u.s.} = \frac{P_i - \overline{P}}{s}$$

Les valeurs de $E_{u.s.}$ sont représentées graphiquement à la fig. 3.-6. L'examen de cette figure appelle deux remarques:

1. Pour la plupart des stations, $E_{u.s.}$ se répartit entre 0,00 et 1,00, parfois 1,20; seuls les pluviomètres du Combasson et de Couvet s'écartent chaque année de la moyenne $\overline{P}$ d'une valeur supérieure à l'écart type s, le premier par excès, le second par défaut. Cette homogénéité relative de la distribution des hauteurs de précipitations annuelles P_i autour de la moyenne $\overline{P}$ est en accord avec la remarque faite plus haut, concernant le calcul de la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin: la valeur de cette dernière est peu affectée par l'omission d'un point d'observation, ou par les différentes manières de pondérer l'influence des stations.

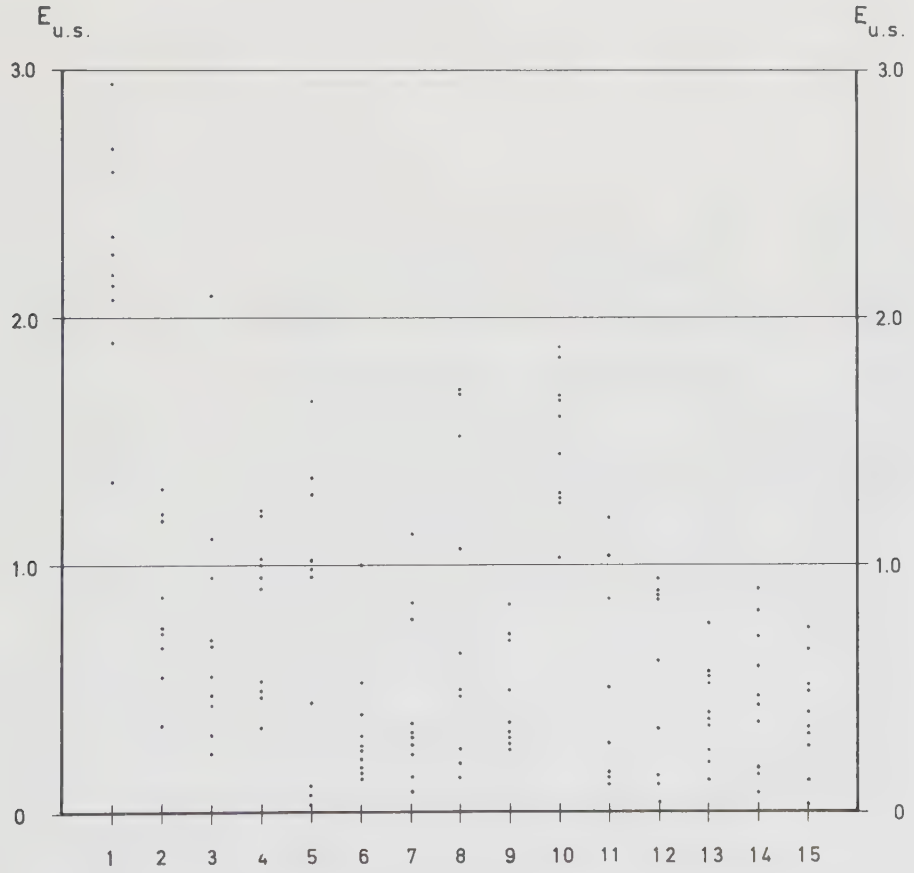


Fig. 3.-6 Ecart des hauteurs de précipitations annuelles P_i mesurées aux stations, par rapport à la moyenne $\overline{P}$, pour chaque année hydrologique.

$E_{u.s.}$, en unités standard.

Légende: 1 = Le Combasson; 2 = Les Verrières; 3 = La Place-Jeannin/Les Fontenettes; 4 = Le Bois de l'Halle; 5 = La Chaux-du-Milieu/La Clé d'Or; 6 = Le Grand-Gardot; 7 = La Brévine; 8 = L'Auberson; 9 = St. Sulpice; 10 = Couvet; 11 = Les Ponts-de-Martel; 12 = Les Fourgs; 13 = Pontarlier; 14 = Les Brenets; 15 = Le Locle.

Tableau 3.-6 Ecart des hauteurs de précipitations annuelles P_i mesurées aux stations, par rapport à la moyenne $\bar{P}$ pour chaque année hydrologique: $E_{u.s.}$, en unités standard.

Années hydrologiques	Le Combasson	Les Verrières	La Place Jeannin/ Les Fontenettes Dessus	Le Bois de l'Halle	La Chaux du Milieu/ La Clé d'Or	Le Grand Gardot	La Brévine	L'Auberson	St-Sulpice	Couvet	Les Ponts de Martel	Les Fourgs	Pontarlier	Les Brenets	Le Locle
1959-60	1,34	1,30	0,31	0,90	1,28	1,00	1,13	1,70	0,84	1,03	0,15	0,89	0,20	0,16	0,32
1960-61	1,89	0,87	0,43	1,02	1,66	0,31	0,78	0,65	0,70	1,45	1,19	0,15	0,56	0,43	0,27
1961-62	2,25	1,19	0,54	1,20	0,99	0,40	0,08	0,14	0,31	1,67	0,86	0,86	0,40	0,37	0,13
1962-63	2,12	0,72	0,47	1,00	0,44	0,15	0,85	1,70	0,28	1,60	0,12	0,35	0,25	0,90	0,52
1963-64	2,06	0,73	0,23	0,34	1,02	0,17	0,23	1,52	0,36	1,68	0,51	0,95	0,52	0,72	0,75
1964-65	2,59	0,54	0,67	0,52	0,11	0,13	0,27	1,07	0,50	1,84	0,28	0,04	0,37	0,82	0,66
1965-66	2,32	0,77	0,95	0,95	0,06	0,53	0,14	0,48	0,26	1,88	1,04	0,61	0,76	0,08	0,33
1966-67	2,16	0,34	2,09	0,46	1,37	0,22	0,31	0,26	0,01	1,27	0,13	0,00	0,55	0,59	0,40
1967-68	2,94	0,67	1,10	0,49	0,95	0,26	0,36	0,21	0,30	1,25	0,15	0,12	0,35	0,47	0,49
1968-69	2,68	1,18	0,68	1,21	0,02	0,25	0,31	0,49	0,73	1,29	0,01	0,88	0,13	0,17	0,03

2. Pour quelques stations, la variation interannuelle de $E_{u.s.}$ est nettement plus grande que pour les autres: notamment, pour La Chaux-du-Milieu et L'Auberson. Trois interprétations sont possibles: - la région qui avoisine la station est particulièrement sensible à certains facteurs météorologiques (par exemple, le vent) qui, selon les années, peuvent en modifier sensiblement la pluviosité par rapport au reste du bassin; - le même effet peut être dû à l'emplacement peu judicieux du pluviomètre dans son entourage immédiat; - les observations peuvent être de qualité inégale.

Lame d'eau moyenne pour des périodes mensuelles.

La lame d'eau moyenne tombée sur le bassin pour des périodes mensuelles P_{ij}, a été calculée de la même manière que les valeurs du tableau 3.-4; elle est présentée au tableau 3.-7.[1] Ce tableau indique également la valeur du coefficient pluviométrique mensuel relatif c_{ij}, défini par le rapport $\frac{P_{ij}}{\overline{P}_i}$, où $\overline{P}_i$ est la précipitation mensuelle fictive: $\overline{P}_i = \frac{1}{12} \sum_{j=I}^{XII} P_{ij}$; j est le numéro d'ordre du mois, i celui de l'année hydrologique.

Le tableau 3.-8 indique la répartition des c_{ij} pour un mois donné autour de leur moyenne $\overline{c}_j$ [2]. Les valeurs du tableau 3.-8 sont représentées graphiquement à la fig. 3.-7.

On voit (tableau 3.-7) que la valeur des P_{ij} et des c_{ij} varie dans de larges proportions, aussi bien pour un même mois que pour une même année.

Par contre, la fig. 3.-7 montre que chaque mois reçoit des précipitations en quantités relativement semblables, pour l'ensemble de la période étudiée: 8 mois ont un coefficient pluviométrique relatif moyen qui s'écarte de l'unité de 9 % ou moins; 4 mois se distinguent des autres: décembre et août, mois humides ($\overline{c}_{XII}$ = 1,27, $\overline{c}_{VIII}$ = 1,21); octobre et, dans une plus faible mesure, février ($\overline{c}_X$ = 0,75, $\overline{c}_{II}$ = 0,86), mois secs. Pendant la même période de 10 ans, le coefficient pluviométrique d'un mois déterminé peut cependant varier largement, puisque l'écart type relatif v se situe entre 0,34 et 0,68; le maximum de variation s'observe en octobre, novembre et décembre ($v > 0{,}50$); il n'est pas en relation avec la valeur du coefficient pluviométrique pour l'ensemble des 10 ans, puisque $\overline{c}_X$ est minimum, $\overline{c}_{XII}$ maximum, et $\overline{c}_{XI}$ égal à la moyenne.

---

1) La somme annuelle $\sum_{j=I}^{XII} P_{ij}$ du tableau 3.-7 diffère quelque peu de la lame d'eau annuelle P_i donnée au tableau 3.-4; ceci pour deux raisons: 1. Au tableau 3.-7, les hauteurs de pluie mensuelles pour Le Combasson et La Chaux-du-Milieu n'ont pas été interpolées pour les années où les données manquent; 2. Les valeurs annuelles ont été tirées de l'Annuaire pluviométrique de la Suisse, alors que les valeurs mensuelles ont été relevées sur les bulletins météorologiques manuscrits tenus à jour par les observateurs; bien que ces bulletins aient été contrôlés à l'I.S.M., quelques différences avec les valeurs publiées peuvent subsister.

2) La valeur $\overline{c}_j$ diffère quelque peu, pour des raisons d'approximation dans le calcul, du coefficient c_j calculé directement à partir de $\overline{P}_j$ et de $\overline{P}$ pour une année moyenne, et noté à la dernière ligne du tableau 3.-7.

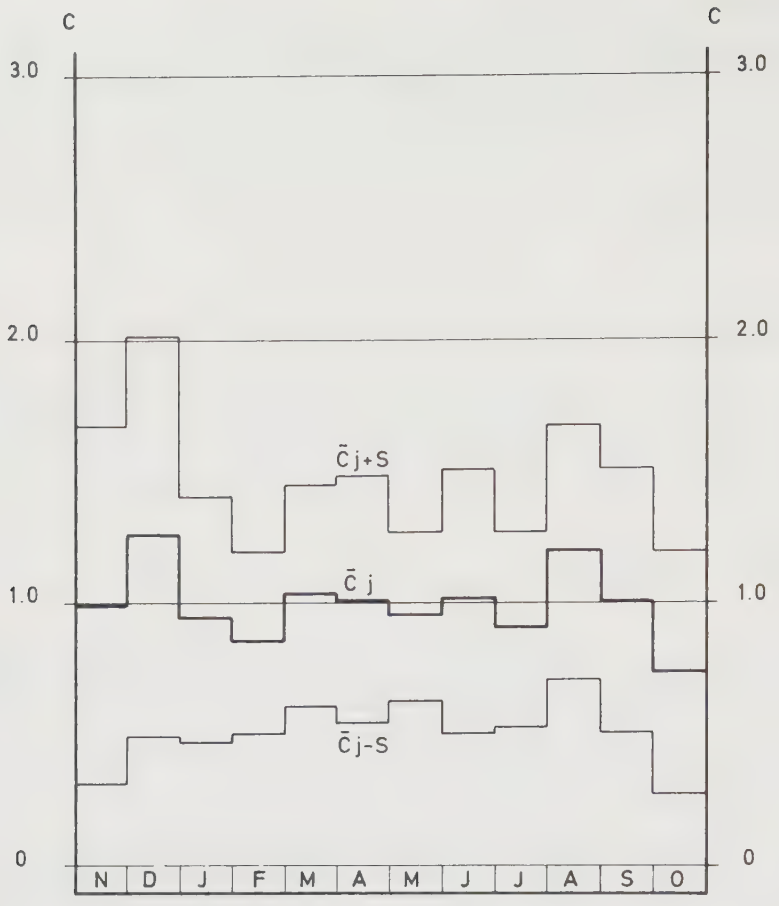


Fig. 3.-7 Distribution des coefficients pluviométriques mensuels relatifs c_{ij} autour de leur moyenne $\overline{c}_j$, pour chaque mois.

Période 1959-60 à 1968-69. s = écart type.

Tableau 3.-8. Distribution des coefficients pluviométriques mensuels relatifs c_{ij} autour de leur moyenne $\overline{c}_j$, pour chaque mois; période 1959-60 à 1968-69.

s = écart type. v = écart type relatif, j = numéro d'ordre du mois.

Mois		$\overline{c}_j$	s	$v = \frac{s}{\overline{c}_j}$
Nom	N° d'ordre			
Novembre	XI	1,00	0,68	0,68
Décembre	XII	1,27	0,76	0,59
Janvier	I	0,95	0,47	0,50
Février	II	0,86	0,34	0,40
Mars	III	1,04	0,42	0,40
Avril	IV	1,02	0,47	0,46
Mai	V	0,96	0,32	0,34
Juin	VI	1,02	0,50	0,49
Juillet	VII	0,92	0,37	0,40
Août	VIII	1,21	0,48	0,40
Septembre	IX	1,02	0,50	0,49
Octobre	X	0,75	0,46	0,61

Nombre de jours de pluie par mois et par année.

Le nombre de jours de pluie $\geqslant$ 0,3 mm à La Brévine a été relevé dans les Annales de l'Institut suisse de Météorologie. Ces valeurs sont représentées au tableau 3.-9.

Le nombre de jours de pluie par année varie de 142 à 226, avec une moyenne de 175; il croît en même temps que la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin (tableau 3.-4), les extrema des deux paramètres se produisent simultanément (1963-64, année la plus sèche, et 1965-66, année la plus humide).

Le nombre de jours de pluie par mois varie largement au cours d'une année, ou pour un mois donné, au cours de la période d'observation; octobre 1969 (2 jours de pluie) et novembre 1965 (25 jours de pluie) présentent les valeurs extrêmes pour la période; octobre 1969 est d'ailleurs le mois où la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin est minimum (tableau 3.-7). Cependant, la moyenne du nombre de jours de pluie par mois pour l'ensemble de la période, varie peu d'un mois à l'autre; le minimum est observé en octobre (114 jours de pluie pour 10 ans), et le maximum en mai (166 jours de pluie pour 10 ans); si l'on compare ces valeurs aux coefficients pluviométriques mensuels relatifs pour une année moyenne (fig. 3.-7), on voit que le minimum a lieu en octobre dans les deux cas; par contre, de mai, janvier et décembre, qui ont chacun plus de 160 jours de pluie pour 10 ans, seul décembre présente un coefficient pluviométrique relatif sensiblement plus élevé que les autres mois.

1.1.4.-2. Méthode de THIESSEN.

Lors d'un premier rapport portant sur la période d'octobre 1959 à mai 1963 (RIVA, 1964), la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin a été calculée par la méthode de THIESSEN; dans ce but, le bassin a été divisé en 11 zones, représentant 1,0 à 21,8 % de sa surface totale; les coefficients de pondération utilisés pour le calcul de la lame d'eau moyenne variaient donc de 1 à 22. Dans un second rapport préliminaire (TRIPET, 1967), cette méthode a été reprise pour les années hydrologiques 1959-60 à 1965-66; la division du bassin en zones a été quelque peu modifiée en raison de la mise en service d'un nouveau pluviomètre au Combasson. La comparaison des résultats avec ceux obtenus par la moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations mesurées aux diverses stations (même pondération des données que pour le tableau 3.-4) montre que, pour les 7 années hydrologiques considérées et pour l'année moyenne, la différence entre les deux méthodes ne dépasse pas 2,3 %.

La relation entre ces deux séries de valeurs est données par les droites de régression (TRIPET, 1967, p. 18):

$$y = 1{,}05\,x - 7{,}21$$

$$x = 0{,}95\,y - 7{,}73$$

$$r = 0{,}998$$

où x = volume obtenu par la moyenne arithmétique (en 10^6 m^3).

y = volume obtenu par la méthode de THIESSEN (en 10^6 m^3).

r = coefficient de corrélation.

Nombre de paires de données: 8.

Tableau 3.-9 Nombre de jours de pluie ⩾0,3 mm à La Brévine, par mois et par année hydrologique

N = minimum de la colonne

X = maximum de la colonne

Années hydrologiques	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Octobre	Total annuel
1959-60	13	16	16	15	15	9 N	11 N	10	17	16	14	22 X	174
1960-61	18	16	17	13	7 N	21	14	15	12	11	6 N	12	162
1961-62	10	17	14	13	14	14	21 X	7 N	11	6 N	12	7	146
1962-63	8 N	15	16	13	16	11	15	19	11	19 X	12	8	163
1963-64	17	3 N	5 N	10	19	14	15	15	9 N	12	11	12	142 N
1964-65	12	12	24 X	8 N	20 X	23 X	21 X	14	20 X	15	19	7	195
1965-66	25 X	24	17	23 X	16	21	16	18	19	16	11	20	226 X
1966-67	16	25 X	17	9	18	9 N	19	12	9 N	13	20 X	13	180
1967-68	15	15	22	17	16	14	16	12	17	18	18	11	191
1968-69	9	18	15	16	13	20	18	20 X	13	17	10	2 N	171
Total des 10 ans	143	161	163	137	154	156	166	142	138	143	133	114	1750

1.1.4.-3. Méthode des isohyètes.

Le volume des précipitations tombées sur le bassin a été également calculé par planimétrage des surfaces comprises entre les courbes isohyètes successives sur les cartes pluviométriques (TRIPET, 1967), pour les années hydrologiques suivantes: 1959-60, 1962-63, 1963-64, 1965-66, et module de la période du 1er novembre 1959 au 31 octobre 1966.

Comme pour la méthode de THIESSEN, les résultats ainsi obtenus sont très voisins de ceux donnés par la moyenne arithmétique des mesures aux diverses stations; pour les 4 années étudiées et pour l'année moyenne de la période 1959-1966, la différence est inférieure à 3 %. Les droites de régression suivantes ont été calculées (TRIPET, 1967, p. 18):

$$y = 1{,}07\,x - 10{,}33$$

$$x = 0{,}94\,y + 10{,}19$$

$$r = 0{,}999$$

où x = volume obtenu par la moyenne arithmétique (en 10^6 m^3).
y = volume obtenu par la méthode des isohyètes (en 10^6 m^3).
Nombre de paires de données: 5.

Il faut noter que les hauteurs de précipitations annuelles interpolées pour les stations du Combasson et de La Chaux-du-Milieu et utilisée par TRIPET (1967) étaient des valeurs provisoires; les valeurs définitives présentées au tableau 3.-2.1 sont plus basses pour Le Combasson et plus élevées pour La Chaux-du-Milieu; ceci ne modifie la lame d'eau tombée sur tout le bassin, calculée par moyenne arithmétique des mesures aux diverses stations, que d'une quantité inférieure à $\pm$ 1 %.

1.1.4.-4. Conclusions au paragraphe 1.1.4.

Les trois méthodes testées pour le calcul de la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin conduisent à des résultats qui diffèrent de moins de 3%. On peut considérer que cette différence est faible par rapport aux erreurs qui peuvent affecter la mesure des hauteurs de précipitations.

RODDA (1967) a comparé les mesures faites au moyen de deux pluviomètres placés à 5 m l'un de l'autre; pour une période de 5 ans, le premier instrument, placé au ras du sol, a indiqué une hauteur de précipitations supérieure de 6,6 % à celle mesurée par l'autre, placé sur un pied haut de 30,5 cm; la cause de cette différence n'a pas pu être définie d'une façon satisfaisante. L'auteur considère qu'un pluviomètre placé au ras du sol, et entouré d'une grille destinée à éviter l'éclaboussement des gouttes de pluie, donne des valeurs plus proches de la réalité que tout autre instrument.

D'autre part, l'exactitude du calcul de la lame d'eau moyenne est à considérer en termes de probabilité; en effet, la méthode utilisée, quelle qu'elle soit, implique une hypothèse sur la répartition des précipitations entre les stations; les résultats du calcul dépendent donc de la situation des pluviomètres, de leur nombre pour une surface donnée et de l'hypothèse faite sur la distribution spatiale des précipitations.

La méthode des isohyètes, qui est la plus satisfaisante au point de vue théorique, ne présente donc pas d'avantage sensible dans le cas considéré. BURGER (1959) a calculé le rapport de la lame d'eau obtenue par la méthode des isohyètes à la lame d'eau obtenue par la moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations aux stations, dans le cas du bassin de l'Areuse au sens large (période 1901-1940); ce rapport vaut 1,13 pour le bassin total, et 1,14 pour le bassin aux Moyats. Dans le cas du bassin de la source de l'Areuse (période 1959-

66), ce même rapport est de 1,02 (TRIPET, 1967).

La lame d'eau annuelle tombée sur le bassin prise en considération dans le présent travail est celle déterminée par la moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations aux pluviomètres; elle est donnée au tableau 3. - 4.

La même méthode est appliquée pour les valeurs mensuelles (tableau 3. - 7) ou journalières, comme nous l'a conseillé H. UTTINGER (communication personnelle).

1.1.5. Les enregistrements de pluie.

Un pluviographe de type HELLMANN normalisé, surface de réception = 200 cm^2, était installé à quelques mètres du pluviomètre des Verrières. Il a fonctionné de 1960 à 1963, en dehors des périodes de gel; par la suite, équipé d'un chauffage électrique, il a été mis en service sans interruption du 21 février 1966 au 31 octobre 1969.

La période de rotation du tambour enregistreur étant de 7 jours (2 heures correspondent à env. 4,5 mm), les graphiques obtenus sont relativement peu précis. D'autre part cet instrument est délicat, et nécessite de la part de l'observateur un soin particulier. Les enregistrements de pluie obtenus aux Verrières sont de qualité très irrégulière. Les hauteurs de précipitations journalières mesurées respectivement au pluviomètre et au pluviographe ont été comparées, pour tous les jours de la période d'observation où les deux données étaient disponibles; cette comparaison est représentée à la fig. 3. - 8; on voit que la dispersion des mesures est relativement grande, et que les mesures du pluviographe sont en général inférieures à celles du pluviomètre.

L'intensité des pluies a cependant été étudiée d'après les enregistrements. La courbe des pluies cumulées a été décomposée en segments de droites, et l'intensité moyenne a été calculée pour chacun d'entre eux. L'intensité moyenne de l'averse a également été déterminée; dans ce but, il a été nécessaire de définir les limites de l'averse. En effet, vu la faible vitesse de rotation du tambour, une interruption de la pluie d'une durée inférieure à 1 heure se distingue mal; d'autre part, un palier de la courbe des pluies cumulées peut avoir pour origine une défectuosité de l'instrument. Pour cette raison, lors du dépouillement des pluviogrammes des Verrières, la fin d'une averse a été définie comme le début d'une interruption de la pluie d'au moins 6 heures [1]. Les résultats de ces travaux d'interprétation sont déposés au Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel, à disposition d'une éventuelle étude de détail; retenons les points suivants:

1. Selon H. UTTINGER (communication personnelle), l'instrument utilisé permet de calculer des intensités de pluie moyennes pour une averse; les valeurs instantanées sont sujettes à caution.

2. Durée des intervalles sans précipitations. La fréquence de ces intervalles classés par durée croissante diminue sensiblement à partir d'une durée de 4 h, pour croître à nouveau au-delà d'une durée de 12 heures. Ceci montre que les chutes de pluie ont tendance à se grouper en périodes pluvieuses séparées par des intervalles secs d'une durée souvent supérieure à 12 h; l' "averse" définie plus haut, correspond à peu près à ces périodes pluvieuses.

3. Longueur des "averses". L'examen de la longueur des "averses" montre que leur durée dépasse rarement 2 jours; les "averses" plus longues que cet intervalle sont énumérées au tableau 3. - 10.

4. Intensité moyenne des "averses". L'examen de l'intensité moyenne des "averses" en fonction de leur durée, pour chaque mois successif, montre que les plus fréquentes pour les mois de janvier à mai et

---

1) Dans ce paragraphe, le terme "averse" utilisé dans ce sens sera toujours mis entre " ", pour éviter des confusions.

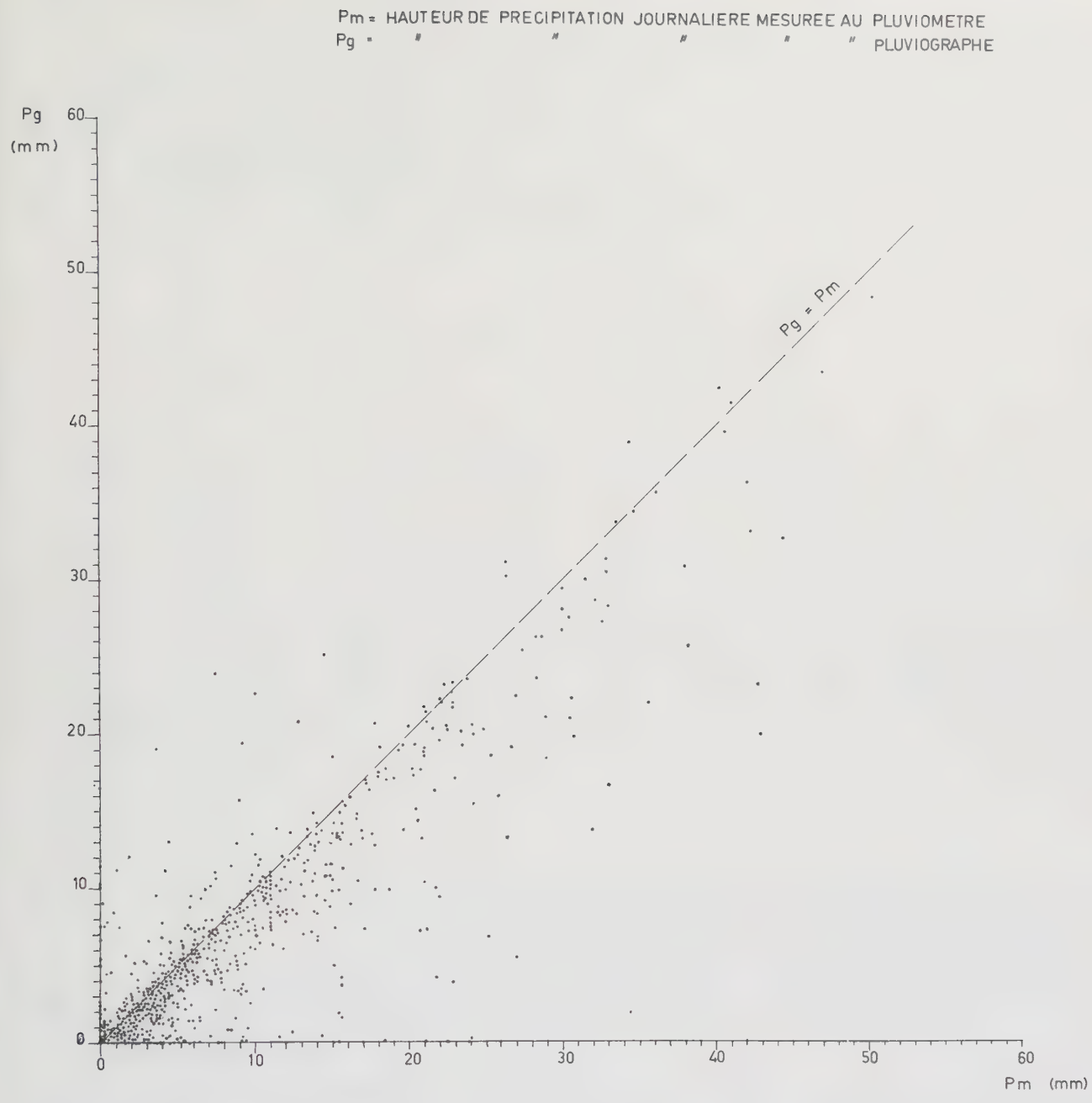


Fig. 3.-8 Précipitation journalière mesurée au pluviomètre et au pluviographe. Comparaison des mesures.

d'octobre à décembre ont une intensité inférieure à 1,5 mm/h, et une durée supérieure à 4 h (averses dépressionnaires). Pendant les mois d'été (juin à septembre), on observe, en plus de ce premier type, une classe d'intensité souvent supérieure à 1,5 mm/h, et de durée souvent inférieure à 4 h (averses orageuses). Les "averses" d'intensité supérieure à 10 mm/h sont énumérées au tableau 3.-11.

Tableau 3.-10. "Averses" de durée supérieure à 2 jours.

Date et heure début			Date et heure fin		Durée (heures, min.)	Intensité moyenne (mm/h)	Hauteur de précipitations totale (mm)
9.10.60	20 h 30	-	12.10.60	12 h 40	64 h 10	0,56	36,4
12. 7.61	17 h 30	-	15. 7.61	3 h 10	57 h 40	1,18	68,0
6. 6.63	15 h 10	-	9. 6.63	23 h 20	80 h 10	1,34	107,6
15.11.66	23 h 00	-	20.11.66	14 h 00	111 h 00	0,54	60,2
9.12.66	4 h 30	-	11.12.66	15 h 40	59 h 10	1,37	81,1
12.12.66	1 h 30	-	15.12.66	9 h 10	86 h 30	0,56	49,0
22.12.66	13 h 10	-	25.12.66	12 h 40	71 h 30	1,02	73,2
3. 1.68	14 h 10	-	8. 1.68	4 h 00	109 h 50	0,76	84,1
17. 1.68	16 h 50	-	19. 1.68	18 h 00	49 h 10	0,62	30,4
24. 1.68	12 h 00	-	27. 1.68	13 h 50	73 h 50	0,65	48,4

Tableau 3.-11. "Averses" d'intensité moyenne supérieure à 10,0 mm/h.

Date et heure début			Date et heure fin		Intensité moyenne (mm/h)	Durée (minutes)	Hauteur de précipitations totale (mm)
31.10.60	16 h 30	-	31.10.60	16 h 40	14,40	10	1,5
27. 6.61	7 h 40	-	27. 6.61	8 h 10	17,80	30	8,9
24. 9.61	16 h 40	-	24. 9.61	18 h 20	10,17	100	17,0
9. 3.66	21 h 40	-	9. 3.66	21 h 50	11,40	10	1,9
24. 2.67	9 h 20	-	24. 2.67	10 h 15	11,52	55	10,6

1.1.6. Conclusions au paragraphe 1.1.

L'étude des précipitations a permis d'estimer quantitativement les apports d'eau au bassin, et d'examiner leur répartition dans l'espace et dans le temps; on constate qu'à l'échelle de la période de 10 ans, le module pluviométrique mensuel varie relativement peu d'un mois à l'autre. Ceci est important en ce qui concerne les réserves en eau du bassin; le tarissement de l'exutoire à la fin de l'été aura un caractère variable d'une année à l'autre, et pourra même être remplacé par une période de hautes eaux.

1.2. Etude de la couverture nivale.

1.2.1. Le réseau d'observation.

Les stations de mesure de la hauteur et de la densité de la neige sont de deux types:

1. Stations pluviométriques.

La hauteur de neige a été mesurée quotidiennement aux stations pluviométriques de La Chaux-du-Milieu (hivers 1959-60 à 1961-62; mesures lacunaires), des Verrières et de La Place-Jeannin (à partir de l'hiver 1960-61). A partir de l'hiver 1965-66, tous les observateurs de pluviographes dans le périmètre du bassin mesurent chaque jour la hauteur totale de la couche de neige, à l'aide d'une perche graduée et plantée dans le sol; une plaque ad hoc, posée chaque matin à la surface de la neige, permet de mesurer le lendemain matin l'épaisseur de la nouvelle couche.

Ces observations quotidiennes ont été reportées, pour trois hivers, à la fig. 3.-9 (stations: Le Combasson et La Place-Jeannin).

La densité de la neige a été mesurée aux Verrières (à partir de l'hiver 1960-61) et à La Chaux-du-Milieu (hivers 1960-61 et 1962-63); la fréquence de ces observations correspond en principe à celle des mesures dans le réseau O.N. (voir ci-dessous). La sonde à neige utilisée est un tube cylindrique d'une longueur de 196 mm, au moyen duquel on mesure la densité par tranches successives; la densité moyenne de la couche de neige est calculée à partir de ces données.

2. Réseau O.N.

Un réseau de points d'observation de la couverture nivale (dénommé réseau O.N. dans le présent rapport) a été établi dans le périmètre du bassin; la hauteur et la densité de la neige y ont été mesurées une douzaine de fois par hiver.

Pendant la période 1960-61 à 1965-66, le réseau O.N. comprenait 37 points de mesure de la hauteur de neige (32 en terrain découvert, et 5 en forêt), et 4 points de mesure de la densité (tous en terrain découvert). La situation de ces stations d'observation est donnée par TRIPET (1967, pl. 7 et 12). La hauteur de neige a été obtenue en calculant la moyenne arithmétique de 10 mesures réalisées au moyen d'une perche graduée, et réparties au hasard dans un rayon d'environ 5 mètres autour du point de référence; la densité a été mesurée avec la même sonde que celle utilisée à La Chaux-du-Milieu et aux Verrières.

En 1967, la méthode d'observation de la couverture nivale a été quelque peu modifiée, sur la base des expériences acquises précédemment. Le réseau O.N. a été amélioré; durant les hivers 1967-68 et 1968-69, le nombre des points de mesure de la hauteur de neige était de 41 (30 en terrain découvert, 11 en forêt), et celui des points de mesure de la densité était de 6 (dont 2 en forêt). En terrain découvert, le nombre de mesures de

hauteur par station a été ramené à 5. En forêt, où la couche de neige est beaucoup plus irrégulière, le nombre de 10 mesures a été maintenu; d'autre part, elles ont été réalisées, en chaque station, selon un cheminement rectiligne compris entre deux arbres et fixé une fois pour toutes; ceci, dans le but de tenir compte de l'influence de la couronne des arbres dans la répartition de la neige. La densité a été mesurée au moyen d'une sonde plus longue [1] (diamètre int. 94,5 mm, longueur 550 mm); la variation de ce paramètre du haut en bas de la couche de neige n'a plus été étudiée, seule la densité moyenne étant calculée. La répartition des points de mesure du réseau O.N., valable pour la période 1967 - 1969, est donnée à la fig. 1.-2 (points numérotés: No 1 à 32; points non numérotés: La Charbonnière, La Rota, Chincul-Dessous).

1.2.2. Calcul de l'équivalent en eau.

Le principe du réseau O.N., qui comprend un nombre relativement élevé de points de mesure de la hauteur de la neige, et quelques points seulement de mesure de sa densité, répond à un impératif pratique: les mesures de densité sont relativement longues. D'autre part, on peut supposer que la lame d'eau équivalente varie moins dans l'espace que la densité, qui est elle-même plus uniforme que la hauteur; ceci est en accord avec l'opinion de P. KASSER (communication personnelle), et avec des observations faites dans d'autres régions (HEGEDÜS et SZESZTAY, 1967).

Dans le but de calculer la lame d'eau équivalente pour tout le bassin, et pour chaque journée d'observation, la région a été divisée en 8 zones d'enneigement, définies d'après les facteurs suivants: couverture végétale (zones forestières et terrain découvert), exposition au soleil, altitude, et hétérogénéité de la répartition des précipitations sur le bassin (elle-même, fonction de l'exposition aux vents et de l'altitude; voir cartes pluviométriques, fig. 3.-2 à 3.-4). Ces zones, représentées à la fig. 1.-2, comprennent les régions suivantes:

Zone 1. Fond de la vallée de La Brévine.

Zones 2A (y compris 2A'), 2B (y compris 2B'), 2C. Chaînes anticlinales entourant la vallée de La Brévine.

Zone 3B. Vallée des Verrières.

Zones 3A, 3C. Chaînes anticlinales entourant la vallée des Verrières.

Zone 4. Synclinal du Cerneux-Péquignot et combe argovienne des Roussottes.

Chaque zone comprend une partie boisée et une partie découverte, considérées séparément dans le calcul de la lame d'eau moyenne.

A toute valeur mesurée de la hauteur de la neige est attribuée une valeur de sa densité, et la lame d'eau équivalente est calculée en chaque point; on s'aperçoit que celle-ci varie relativement peu à l'intérieur d'une même zone d'enneigement. La lame d'eau valable pour une zone se calcule par moyenne arithmétique des valeurs individuelles, et la lame d'eau pour tout le bassin est obtenue par la moyenne des hauteurs de chaque zone, pondérée par la surface de chaque subdivision.

La lame d'eau moyenne ainsi calculée, qui peut également être exprimée en volume, représente pour chaque journée d'observation la valeur de la réserve nivale. Elle a été reportée sous forme de graphiques qui montrent son évolution continue en fonction du temps (fig. 3.-10). La courbe a été obtenue par interpolation des points calculés, estimée d'après les mesures journalières de la hauteur de neige, et d'après la variation

---

1) Instruments de mesure de la densité de la neige mis à disposition par la Section d'Hydrologie et de Glaciologie des Laboratoires de Recherches Hydrauliques, Hydrologiques et Glaciologiques, Ecole Polytechnique Fédérale de Zurich.

probable de la densité; à la fig. 3.-9, cette courbe a été reportée en même temps que les hauteurs de neige mesurées au Combasson et à La Place-Jeannin [1].

Tableau 3.-12. Valeur de la lame d'eau retenue sous forme de neige, au moment de l'enneigement maximum.

Année hydrologique	Mois	Lame d'eau équivalente	
		(mm)	(% de la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin pendant l'année hydrologique)
1959-60	févr.	119	7,8
1960-61	févr.	178	13,5
1961-62	mars	149	10,9
1962-63	févr.	295	19,2
1963-64	févr.	20	1,7
1964-65	mars	237	14,4
1965-66	janv.	227	11,8
1966-67	janv.	185	11,7
1967-68	mars	315	16,8
1968-69	févr.	193	13,7

Le tableau 3.-12 indique la valeur de la lame d'eau retenue sous forme de neige, au moment de l'enneigement maximum; il permet les deux remarques suivantes: 1. La réserve nivale est un facteur important du renouvellement de la réserve en eau du bassin, puisque sa valeur varie le plus souvent entre 10 et 15 % de la hauteur de précipitations annuelles; 2. Ce paramètre peut varier largement d'une année à l'autre, puisque le rapport entre les lames d'eau équivalentes maximum (1967-68) et minimum (1963-64) observées est supérieur à 15.

1) Hauteur de neige journalière à tous les points d'observation, pour la période 1960-61 à 1965-66: voir TRIPET, 1967, fig. 14 à 19.

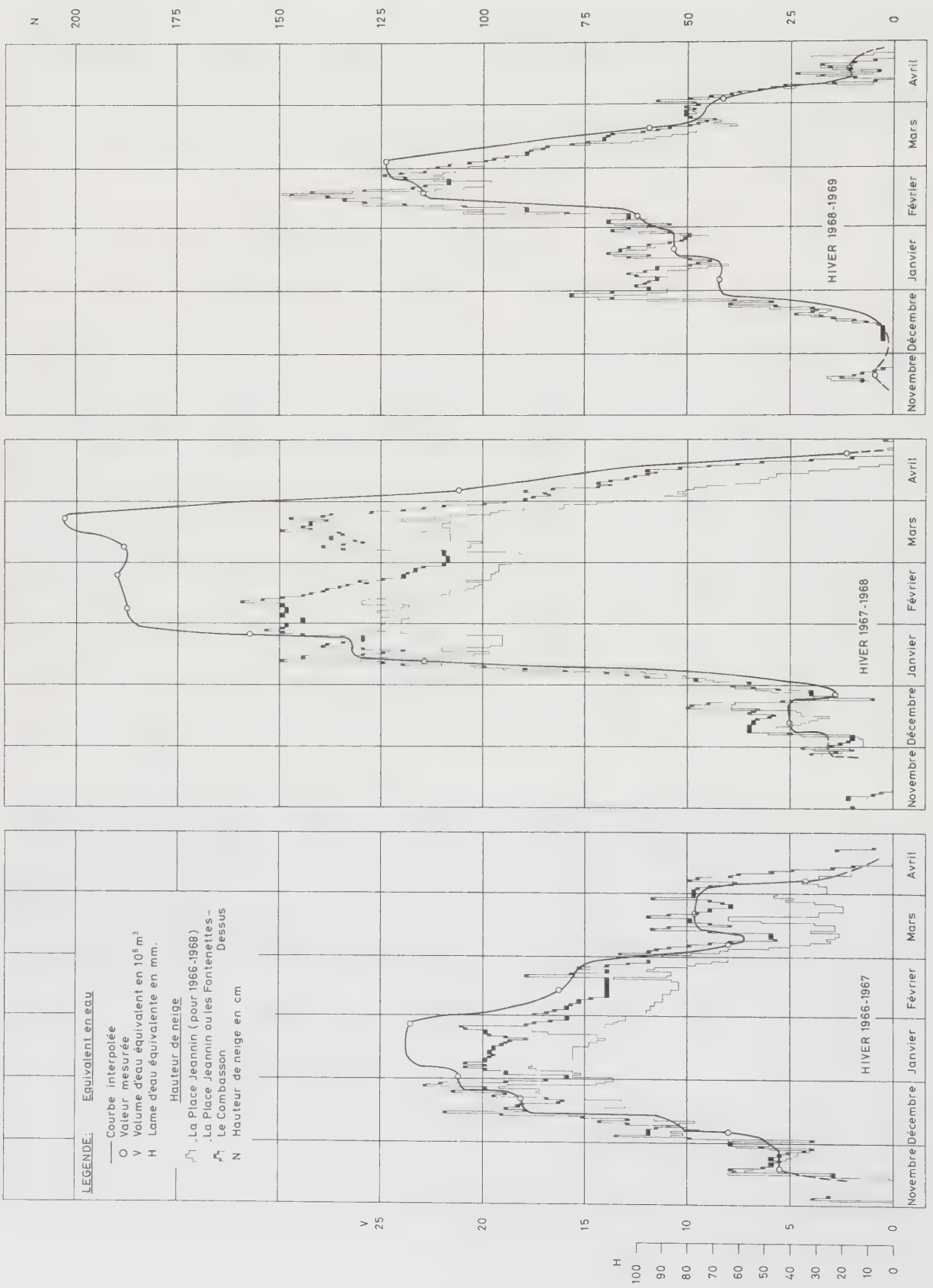


Fig. 3.-9 Etude de la couverture nivale. Hauteur de neige et équivalent en eau.

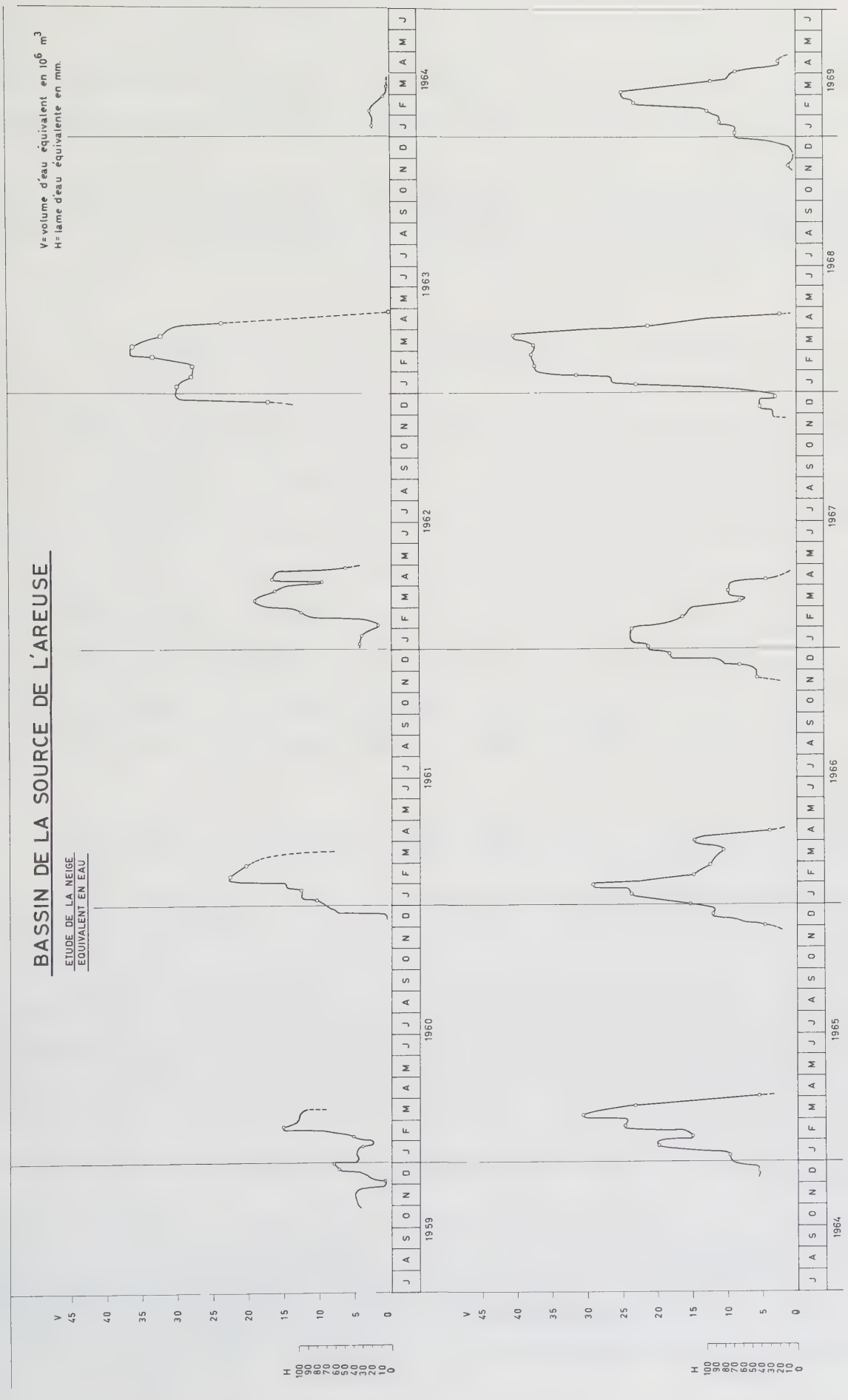


Fig. 3.- 10 Etude de la couverture nivale. Equivalent en eau, période 1959-1969.

1.2.3. Influence de la forêt.

1. Accumulation de la neige.

L'étude des relations entre l'accumulation de la neige et les facteurs orographiques et végétaux a donné lieu à de nombreux travaux; MEIMAN (1968) a fait un article de revue sur les recherches consacrées à ce problème en Amérique du Nord.

Pour le bassin de la source de l'Areuse, la comparaison entre la lame d'eau équivalente en forêt et en terrain découvert (considérée uniquement lorsque les deux valeurs sont non nulles) conduit aux droites de régression suivantes, pour la période 1960-61 à 1965-66 (tableau 3.-13, d'après TRIPET, 1967):

Tableau 3.-13 Relation entre lame d'eau équivalente en forêt et en terrain découvert

Numéro des zones	y = f (x)	x = g (y)	Coefficient de corrélation r	Nombre de paires de données
1	y = 0,50 x + 8,37	x = 1,37 y + 27,18	0,828	35
2A	y = 0,55 x + 24,08	x = 1,49 y - 7,50	0,907	41
2C	y = 0,47 x + 10,71	x = 1,54 y + 53,17	0,847	41
3A	y = 0,44 x + 3,29	x = 1,97 y + 16,22	0,934	36
3C	y = 0,43 x - 22,25	x = 1,31 y + 128,73	0,751	36
4	y = 0,41 x + 3,12	x = 2,03 y + 13,24	0,918	36
Bassin dans son ensemble	y = 0,61 x - 4,46	x = 1,46 y + 23,50	0,939	41

x = Lame d'eau moyenne en terrain découvert (en mm)
y = Lame d'eau moyenne en forêt (en mm)

La réserve nivale en forêt, exprimée en lame d'eau équivalente, est donc environ deux fois plus faible qu'en terrain découvert; les observations plus récentes (période 1966-67 à 1968-69) sont en accord avec cette constatation. Il est possible que cette différence soit accentuée par l'approximation due aux mesures; les valeurs admises pour la densité en forêt sont peut-être trop faibles; la répartition de ce paramètre peut être plus hétérogène en forêt qu'en terrain découvert, si la neige qui tombe des arbres a subi un réchauffement; mais l'interception due à la couronne des arbres est certainement le facteur principal de cette répartition inégale de la réserve nivale.

Des observations semblables ont été faites par LEONARD et ESCHNER (1968), qui attribuent cette différence de lame d'eau équivalente à un phénomène d'interception suivi d'évaporation; selon ces auteurs, la valeur de l'albedo d'une forêt de conifères recouverts de neige est environ 4 fois plus faible que celle communément admise; une telle surface absorberait jusqu'au 80 % des radiations solaires. KLIKOFF (1965; in MILLER, 1965) a noté l'effet inverse dans la Sierra Nevada (U.S.A.). MEIMAN et al. (1968) n'ont pas obtenu de bonne

corrélation entre la densité de la couronne des arbres et l'équivalent en eau en forêt.

Le problème de l'interception de la neige par la couverture forestière apparaît donc comme un phénomène complexe, dont l'étude devrait faire l'objet de recherches particulières comprenant des observations plus détaillées au sujet de l'état de la couverture végétale, et des conditions de courants et de température en relation avec les zones boisées. Le phénomène de l'interception par la couverture forestière est défini par MILLER (1965) comme l'ensemble des processus qui affectent le transport de l'eau de l'atmosphère vers le sol, en particulier ceux qui sont responsables d'une modification dans la distribution spatiale ou d'un changement d'état. La structure de la couverture végétale affecte le transport de l'eau dans ses déplacements verticaux et horizontaux; ce problème doit être envisagé en termes de thermodynamique, appliquée à un système d'arbres, de masses de neige, et de masses d'air en circulation auxquelles sont associés divers types de flux de chaleur.

2. Fonte de la neige.

MILLER (1959) montre qu'en raison de leur grand pouvoir d'absorption vis-à-vis du rayonnement solaire, les forêts se comportent comme source de chaleur vis-à-vis des régions avoisinantes, boisées ou non, augmentant ainsi la rapidité de la fonte de la neige. Par contre, à l'échelle locale, leur influence est difficile à isoler; la couronne des arbres produit deux effets contradictoires: elle diminue le rayonnement solaire reçu par la couche de neige, tout en émettant des radiations de grande longueur d'onde. En général, on observe à l'échelle locale que la rapidité de la fonte de la neige sous le couvert est égale au 70 - 80 % de la valeur mesurée en terrain découvert (MILLER, 1959, p. 71).

Dans le cadre de la présente étude, la vitesse de la fonte n'a pas été étudiée; les observations faites grâce au réseau O.N. permettent cependant de faire quelques constatations concernant la date de la disparition de la couche de neige. Cette date semble être liée à l'exposition du relief et à la hauteur de neige pendant l'hiver, plus qu'à la présence ou à l'absence de couverture forestière; cependant, bien que les points de mesure situés en forêt ne manifestent pas un enneigement tardif, un coup d'oeil général sur l'état du sol à la fin de l'hiver semble montrer que les dernières zones où subsiste une couverture de neige sont des forêts exposées au NW.

1.2.4. Relation entre la fusion de la neige et le débit à l'exutoire.

Il peut être utile d'étudier la relation entre la fusion de la neige et le débit des cours d'eau, pour faire des prévisions de crue ou pour planifier l'utilisation des ressources en eau; FROHNHOLZER (1967) a réalisé une telle étude en Allemagne méridionale. HOECK (1952) a étudié le phénomène de la fusion de la neige, sur la base du bilan énergétique; son travail permet de calculer la lame d'eau équivalente de la neige fondue quotidiennement; cette méthode a été appliquée par BURGER (1959, p. 113) pour le bassin de l'Areuse au sens large. ERICKSON et McCORQUODALE (1966) ont établi un modèle mathématique qui permet de reconstruire l'hydrogramme de crue due à la fonte de la neige, à partir des paramètres météorologiques, végétaux et morphologiques du bassin.

Cette étude particulière n'a pas été réalisée dans le cadre du présent travail. Il est cependant possible d'estimer d'une façon semi-quantitative l'effet de la fusion de la neige sur le régime de la source de l'Areuse, en comparant la courbe de variation de la réserve nivale dans sa partie décroissante (fig. 3. - 10) avec l'hydrogramme de la source (fig. 4. - 14.1 et 4. - 14.2); la fig. 3. - 11 montre à une échelle plus détaillée l'allure de l'hydrogramme caractéristique de la crue due à la fonte de la neige; cet hydrogramme peut être comparé avec la courbe de variation de la réserve nivale de la période correspondante (fig. 3. - 9).

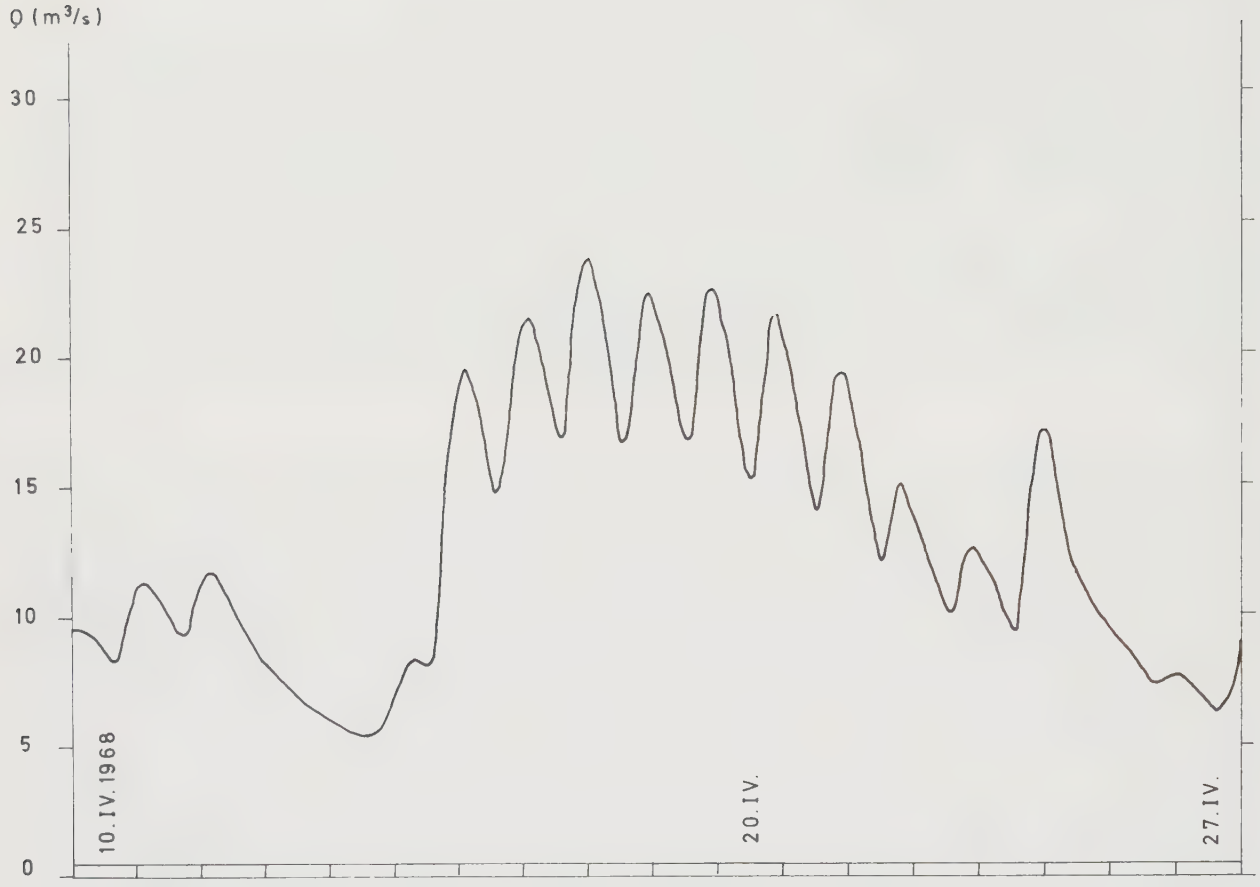


Fig. 3.-11 Hydrogramme de crue due à la fonte des neiges; printemps 1968.
Source de l'Areuse.

1.2.5. Données à disposition pour des études de détail.

Au cas où le problème de l'accumulation et de la fonte de la neige devait être repris par une étude plus détaillée, les données suivantes sont classées au Centre d'hydrogéologie (Neuchâtel): mesures de hauteur et de densité de la neige réalisées aux points du réseau O.N., présentées sous forme de tableaux; coordonnées de ces points; photographie et description des stations de mesure en forêt (hauteur et diamètre des deux arbres entre lesquels sont faites les mesures, et distance qui les sépare).

1.3. Observation des paramètres humidité, température, vents, insolation.

Les stations météorologiques du réseau de l'I.S.M. situées dans les limites du bassin ou à sa périphérie sont les suivantes:

Le Chasseron; alt. 1601 m; observations interrompues en septembre 1967.

La Brévine; alt. 1042 m; seule station météorologique I.S.M. dans les limites du bassin.

La Chaux-de-Fonds; alt. 990 m; station située en ville.

Mont-Soleil; alt. 1183 m.

Les observations faites à ces stations sont en partie publiées dans les Annales l'I.S.M.

Le réseau d'observation du Comité de l'Areuse comprenait trois stations météorologiques:

La Chaux-du-Milieu; alt. env. 1074 m; période d'observation: janvier 1961 à août 1962 (mesures de températures seulement; observations lacunaires), et novembre 1962 à septembre 1964.

Le Grand-Gardot; alt. 1091 m; période d'observation: novembre 1965 à octobre 1969.

Les Verrières; alt. 932 m; période d'observation: novembre 1965 à octobre 1969.

Leur situation est donnée au tableau 3.-1.1 et à la fig. 1.-2 (notées "stations climatologiques"). Leur équipement était le suivant: thermomètre instantané, thermomètres à extrema, hygromètre à cheveu; évaporigraphe WILD (La Chaux-du-Milieu), évaporimètre WILD (Le Grand-Gardot); pluviomètre HELLMANN [1]; pluviographe [1] (Les Verrières). Les observations faites à ces stations sont présentées sous forme résumée (valeurs mensuelles et annuelles) aux tableaux 3.-14.1 à 3.-14.3 (La Chaux-du-Milieu), 3.-15.1 à 3.-15.5 (Le Grand-Gardot), et 3.-16.1 à 3.-16.5 (Les Verrières).

BURGER (1959, fig. 8) donne un diagramme de fréquence des vents observés au Chasseron durant la période 1947-1953, et à La Brévine de 1896 à 1911; on observe au Chasseron une prédominance des courants d'W; à La Brévine, la direction principale des courants, influencés par l'orographie, est SW - NE.

Les valeurs de la durée d'ensoleillement mensuelle qui seront prises en considération pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle sont celles observées à La Chaux-de-Fonds au moyen d'un héliographe FUESS de type CAMPBELL-STOCKES.

1.4. Mesure et calcul de l'évaporation.

L'évaporigraphe WILD est un instrument délicat, exposé aux agents extérieurs (vents, gel, etc.), et qui demande de la part de l'observateur un soin particulier. L'appareil installé à La Chaux-du-Milieu n'a pas donné des mesures satisfaisantes; les enregistrements obtenus sont très lacunaires; aussi il n'en est pas tenu compte dans le présent rapport. Cet instrument a été transformé en évaporimètre, et installé au Grand-Gardot; sous cette forme, il était mieux adapté aux conditions locales. Les mesures qu'il a permis d'obtenir sont présentées, sous forme de valeurs mensuelles et annuelles, au tableau 3.-17.

Selon MOREILLON (in LUGEON, 1928, p. 182), un évaporimètre donne des résultats à peu près identiques à ceux obtenus directement à la surface des grandes nappes d'eau. PRIMAULT (1961) a comparé les valeurs de l'évaporation obtenues avec des bassins de grandes dimensions et celles fournies par la balance de WILD; ce dernier instrument est d'un usage beaucoup plus simple, et apparaît tout aussi représentatif.

A titre comparatif, l'évaporation physique (ou évaporation potentielle) a été calculée au moyen de la formule de SZYMKIEWICZ [2] revue par LUGEON (1928, p. 189). Cette formule, basée sur la loi de DALTON comme la plupart des méthodes de calcul de l'évaporation (VEIHMEYER, 1964, table 11-1 et p. 11-10), présente l'avantage de faire intervenir des paramètres météorologiques courants; elle s'exprime de la façon suivante:

---

1) Voir paragraphe 1.1.

2) Nom parfois orthographié SKYENKIEWICZ dans la littérature francophone.

Tableau 3.-17. Evaporation mensuelle mesurée, E_w (mm). Station: Le Grand-Gardot
Evaporimètre WILD.

Mois	Années				Moyenne
	1966	1967	1968	1969	
Janvier	-	17	10	20	16
Février	-	47	24	14	28
Mars	29	41	43	26	35
Avril	34	58	59	38	47
Mai	63	70	48	61	60
Juin	52	63	52	41	52
Juillet	59	83	83	62	72
Août	59	62	53	48	56
Septembre	57	47	46	36	47
Octobre	48	73	53	47	55
Novembre	24	34	20	-	26
Décembre	12	18	15	-	15
Total	-	613	506	-	509

$$E = K \cdot n \cdot (p' - p) \cdot \frac{273 + t}{273} \cdot \frac{760}{B - p'}$$

où E = hauteur de la lame d'eau évaporée, en mm, pour le mois de n jours.

p' = tension de vapeur saturante correspondant à la température moyenne mensuelle t, en mmHg.

p = valeur moyenne, pour le mois, de la tension de vapeur réelle au moment des lectures de t (= p' x humidité relative), en mmHg.

B = pression barométrique moyenne mensuelle, en mmHg.

t = température en degrés C, moyenne mensuelle des maxima journaliers; si cette valeur fait défaut, moyenne mensuelle des observations à 13 h 30.

K = constante = 0,398.

Dans le présent rapport, les valeurs suivantes ont été adoptées:

t = moyenne mensuelle des observations à 13 h 30, à la stations considérée;

$(p' - p) = p' \cdot \left(\frac{100 - H}{100}\right)$, où H = humidité relative, moyenne mensuelle des lectures à 13 h 30 à la station considérée, et p' = tension de vapeur saturante correspondant à t, donnée par des tables (DEUTSCHER WETTERDIENST, 1963);

B = pression barométrique moyenne mensuelle à La Chaux-de-Fonds, corrigée en fonction de l'altitude de la station considérée (gradient admis: 11,6 mmHg/100 m).

LUGEON (op. cit.) donne K = 0,398; les valeurs admises ici sont celles données par SCHOELLER (1962, p. 412):

Janv. ; K = 0,19	Avril; K = 0,52	Juil. ; K = 0,49	Oct. ; K = 0,35
Févr.; K = 0,31	Mai ; K = 0,60	Août ; K = 0,45	Nov. ; K = 0,25
Mars ; K = 0,45	Juin ; K = 0,54	Sept.; K = 0,40	Déc. ; K = 0,21

Les calculs ont été faits pour les stations suivantes: La Brévine, La Chaux-du-Milieu, Le Grand-Gardot, Les Verrieres; les résultats sont présentés aux tableaux 3. - 18.1 à 3. - 18.4. En comparant ceux-ci avec le tableau 3. - 17, on voit que l'évaporation calculée est nettement supérieure à l'évaporation mesurée pour les mois d'été (mai à septembre); l'inverse se produit pour les mois de novembre à février. Les valeurs calculées par BURGER (1959, p. 117) par la même méthode, pour les stations de La Chaux-de-Fonds et du Chasseron, encadrent par contre relativement bien les observations recueillies à l'évaporimètre (tableau 3. - 17); la méthode semble donc applicable dans les conditions locales. Les valeurs de la constante K données par SCHOELLER (op. cit.) ne sont pas satisfaisantes dans le cas présent; les résultats obtenus avec K = 0,398 eussent été meilleurs. Le choix des constantes ne suffit cependant pas à expliquer la large différence entre E calculé et E mesuré; ce point n'a pas pu être éclairci.

Tableau 3.-18.1. Evaporation mensuelle calculée, E (mm).
Formule de SZYMKIEWICZ-LUGEON. Station: La Brévine

Mois	Années											Moyenne
	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	
Janvier	11	4	7	10	7	8	5	4	4	2	4	6
Février	20	18	19	11	12	18	10	12	17	11	7	14
Mars	52	41	61	20	37	27	37	24	31	33	29	36
Avril	81	64	84	48	58	67	42	48	56	70	33	59
Mai	121	124	90	88	98	147	88	82	92	73	98	100
Juin	100	142	113	149	121	123	108	97	96	100	61	110
Juillet	191	103	119	145	167	244	100	85	167	121	135	143
Août	85	106	124	170	95	151	93	88	128	77	98	110
Septembre	89	69	115	86	86	108	47	90	66	61	84	82
Octobre	46	38	43	66	57	38	69	41	67	66	99	57
Novembre	9	18	20	16	22	18	10	11	18	11	13	15
Décembre	7	7	14	8	12	5	6	2	3	6	2	7
Total	812	734	809	817	772	954	615	584	745	631	663	739

Tableau 3.-18.2 Evaporation mensuelle calculée, E (mm).
Formule de SZYMKIEWICZ-LUGEON. Station: La Chaux-du-Milieu.

Mois	Années			Moyenne
	1962	1963	1964	
Janvier	-	5	9	7
Février	-	9	14	12
Mars	-	20	17	18
Avril	-	44	53	48
Mai	-	48	115	82
Juin	-	58	124	91
Juillet	-	113	189	151
Août	-	65	121	93
Septembre	-	62	98	80
Octobre	-	52	-	52
Novembre	6	16	-	11
Décembre	3	12	-	8
Total	-	504	-	653

Tableau 3.-18.3 Evaporation mensuelle calculée, E (mm).
Formule de SZYMKIEWICZ-LUGEON. Station: Le Grand-Gardot

Mois	Années					Moyenne
	1965	1966	1967	1968	1969	
Janvier	-	11	11	7	8	9
Février	-	26	27	21	8	20
Mars	-	37	37	49	29	38
Avril	-	59	68	84	37	62
Mai	-	120	107	91	92	125
Juin	-	105	116	119	50	98
Juillet	-	99	182	134	113	132
Août	-	102	122	103	76	101
Septembre	-	111	76	67	69	81
Octobre	-	52	76	-	90	73
Novembre	13	16	31	4	-	16
Décembre	9	8	10	4	-	8
Total	-	746	863	-	-	763

Tableau 3.-18.4. Evaporation mensuelle calculée, E (mm).
Formule de SZYMKIEWICZ-LUGEON. Station: Les Verrières

Mois	Années					Moyenne
	1965	1966	1967	1968	1969	
Janvier	-	9	10	8	-	9
Février	-	23	27	20	-	23
Mars	-	44	44	47	-	45
Avril	-	70	67	84	-	74
Mai	-	124	123	103	-	117
Juin	-	139	126	110	83	114
Juillet	-	116	206	-	146	156
Août	-	116	138	-	111	122
Septembre	-	121	85	68	97	93
Octobre	19	57	81	-	103	65
Novembre	10	16	22	-	-	16
Décembre	-	8	9	-	-	8
Total	-	843	938	-	-	842

1.5. Calcul de l'évapotranspiration potentielle et réelle.

1.5.1. Evapotranspiration potentielle, ETP; formule de PRIMAULT.

PRIMAULT (1963) a mis au point une formule de calcul de ETP, basée sur l'humidité atmosphérique et la durée d'insolation; cette méthode donne des résultats relativement voisins de celle de THORNTHWAITE. B. PRIMAULT nous a communiqué quelques améliorations qu'il a apportées à sa formule, qui devient:

$$ETP = j \cdot c \cdot \left(1{,}03 - \frac{H}{100}\right) \cdot \left(\sum s_i + 2n\right)$$

où ETP = évapotranspiration potentielle pour un mois de n jours, en mm.
H = humidité relative, moyenne mensuelle, en %:
$\sum s_i$ = durée d'insolation mensuelle, en heures.
j = coefficient mensuel.
c = constante dépendant de l'altitude de la station.

Cette formule a été appliquée aux stations suivantes: La Brévine, La Chaux-du-Milieu, Le Grand-Gardot, Les Verrières; les résultats sont présentés aux tableaux 3.-19.1 à 3.-19.4. Les valeurs de H adoptées sont celles de la station considérée; $\sum s_i$ est donné par l'héliographe CAMPBELL-STOKES de La Chaux-de-Fonds. La détermination des constantes j et c sera commentée dans une prochaine publication de B. PRIMAULT; les valeurs utilisées ici sont les suivantes:

Janv.; j = 0,11	Avril; j = 0,75	Juil.; j = 1,11	Oct.; j = 0,56
Févr.; j = 0,17	Mai ; j = 0,93	Août; j = 1,02	Nov.; j = 0,36
Mars; j = 0,45	Juin ; j = 1,05	Sept.; j = 0,80	Déc.; j = 0,22

La Brévine;	c = 1,0675	Les Verrières;	c = 1,0475
Le Grand-Gardot;	c = 1,0750	La Chaux-du-Milieu;	c = 1,0725

1.5.2. Evapotranspiration réelle, ETR; méthode de SZESZTAY.

1.5.2.-1. Calcul de ETR.

Les formules les plus courantes utilisées pour calculer ETR: formules de THORNTHWAITE, de PENMAN, de BLANEY et CRIDDLE (SCHOELLER, 1967 a), indiquent en fait la valeur de l'évapotranspiration potentielle ETP, qui n'est égale à ETR que si la réserve en eau du sous-sol est suffisante. Si l'évapotranspiration excède les apports dus aux précipitations, elle entraîne le dessèchement du sol; lorsque ce dernier a atteint un certain déficit en eau, les pertes par évapotranspiration diminuent pour tendre assez rapidement vers zéro. La méthode de THORNTHWAITE, schématisant le phénomène, admet que ETR = ETP tant que le déficit est inférieur à 100 mm; ensuite, le déficit ne pouvant s'accroître, ETR est limitée à la hauteur des précipitations (HALLAIRE, 1958, fig. 1; REMENIERAS, 1959, fig. 29). En réalité cette valeur de 100 mm ne correspond qu'à un ordre de grandeur. Il a été montré que le déficit en eau du sol pouvait atteindre des valeurs très différentes (HALLAIRE, 1958). La formule de THORNTHWAITE est cependant jugée satisfaisante et d'un usage pratique dans des travaux récents (VERDEIL, 1969); DELAROZIERE (1968) l'a utilisée dans le Jura (bassin du Doubs).

Tableau 3.-19.1. Evapotranspiration potentielle mensuelle calculée, ETP (mm).
Formule de PRIMAULT. Station: La Brévine

Mois	Années											Moyenne
	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	
Janvier	4	3	2	3	4	5	2	3	2	1	2	3
Février	10	5	6	6	7	6	7	4	7	4	3	6
Mars	19	19	45	16	20	11	22	20	16	20	15	20
Avril	52	48	36	41	32	41	24	26	45	46	26	38
Mai	73	83	52	50	51	76	58	57	56	45	56	60
Juin	73	96	69	124	63	86	71	65	66	73	42	75
Juillet	127	71	85	106	116	163	76	67	108	91	89	100
Août	61	75	79	121	63	88	53	54	59	46	60	69
Septembre	51	48	50	56	44	62	35	45	32	34	37	45
Octobre	23	17	24	40	32	21	34	20	34	29	43	30
Novembre	8	8	13	11	12	11	6	7	11	8	9	9
Décembre	4	5	7	7	12	5	3	2	4	4	4	5
Total	505	478	468	581	456	575	391	370	440	401	386	460

Tableau 3.-19.2. Evapotranspiration potentielle mensuelle calculée, ETP (mm).
Formule de PRIMAULT. Station: La Chaux-du-Milieu.

Mois	Années			Moyenne
	1962	1963	1964	
Janvier	-	4	6	5
Février	-	6	6	6
Mars	-	19	9	14
Avril	-	36	43	40
Mai	-	42	74	58
Juin	-	49	93	71
Juillet	-	102	164	133
Août	-	58	83	70
Septembre	-	34	58	46
Octobre	-	34	-	34
Novembre	9	12	-	10
Décembre	5	12	-	8
Total	-	408	-	495

Tableau 3.-19.3. Evapotranspiration potentielle mensuelle calculée, ETP (mm).
Formule de PRIMAULT. Station: Le Grand-Gardot

Mois	Année					Moyenne
	1965	1966	1967	1968	1969	
Janvier	-	5	5	4	3	4
Février	-	7	13	8	3	8
Mars	-	33	27	36	15	28
Avril	-	45	83	76	28	58
Mai	-	100	96	75	61	83
Juin	-	109	113	112	40	94
Juillet	-	106	167	141	79	123
Août	-	91	101	75	52	80
Septembre	-	76	58	54	31	55
Octobre	-	33	53	-	43	43
Novembre	10	11	24	5	-	12
Décembre	5	5	9	3	-	11
Total	-	621	749	-	-	599

Tableau 3.-19.4. Evapotranspiration potentielle mensuelle calculée, ETP (mm). Formule de PRIMAULT. Station: Les Verrières.

Mois	Année					Moyenne
	1965	1966	1967	1968	1969	
Janvier	-	3	4	4	-	4
Février	-	5	11	8	-	8
Mars	-	28	26	35	-	30
Avril	-	37	78	72	-	62
Mai	-	82	89	92	-	88
Juin	-	91	107	121	55	94
Juillet	-	86	155	-	88	110
Août	-	73	88	-	59	73
Septembre	-	61	50	63	38	53
Octobre	33	28	45	-	41	37
Novembre	7	9	19	-	-	12
Décembre	-	4	8	-	-	6
Total	-	507	680	-	-	577

Dans le cadre de la présente étude, en raison du manque de données concernant la capacité de rétention des sols permettant d'établir une relation entre ETP et ETR, nous avons recouru à la méthode de SZESZTAY pour calculer l'évapotranspiration réelle mensuelle et annuelle. SZESZTAY (1958) admet comme postulat de départ que dans l'état actuel des connaissances en ce domaine, la seule donnée concernant l'évapotranspiration réelle d'un bassin qui puisse être déterminée avec un degré de certitude suffisant est le déficit d'écoulement annuel moyen pour une longue période, $\overline{E} = \overline{P} - \overline{R}$, $\overline{P}$ étant la précipitation annuelle moyenne et $\overline{R}$ l'écoulement annuel moyen; ceci implique que les limites du bassin sont déterminées d'une façon satisfaisante. SZESZTAY (op. cit.) met en évidence des relations entre ETR, exprimée en % de sa valeur moyenne pour une longue période, et un certain nombre de facteurs météorologiques couramment observés; il utilise pour cela des observations faites sur de petits échantillons (bacs ou réservoirs remplis d'eau ou de sol); il fait remarquer que l'extrapolation de ces mesures à de grands bassins est sujette à caution, mais que la méthode indirecte, faisant appel à des lois de la physique et à des données obtenues sur des échantillons, est la seule possible tant que des données suffisantes concernant ETR n'auront pas été accumulées pour de longues périodes.

La méthode de SZESZTAY, essentiellement graphique, procède de la manière suivante:

1. Calcul de ETR mensuelle, en mm, pour la période d'hiver (novembre à février); on peut poser $ETR = E_o$, où E_o = pouvoir évaporant de l'atmosphère. La fig. SZ 1 [1)] donne ETR en mm en fonction de t (°C) et D (mmHg), respectivement température et déficit de saturation (valeurs moyennes du mois considéré).

2. Calcul de ETR mensuelle, en % de sa valeur moyenne pluriannuelle, pour la période d'été ($ETR < E_o$). Les fig. SZ 6 et 7 donnent ETR en %, en fonction de Δt (déviation de t, température moyenne du mois, par rapport à sa valeur moyenne pluriannuelle $\overline{t}$; en °C), ΔD (déviation de D, déficit de saturation moyen du mois, par rapport à sa valeur moyenne pluriannuelle $\overline{D}$; en mmHg), et M (indice, fonction des précipitations antécédentes; exprimé en % de sa valeur moyenne pluriannuelle, $\overline{M}$).

3. Calcul de la valeur moyenne pluriannuelle de ETR mensuelle, en mm, pour la période d'hiver. S'obtient directement à partir des valeurs calculées sous chiffre 1.

4. Calcul de la valeur moyenne pluriannuelle de ETR mensuelle, en mm, pour la période d'été. Le tableau SZ 3 indique la marche à suivre; le paramètre recherché nécessite la connaissance du déficit d'écoulement $\overline{E} = \overline{P} - \overline{R}$ pour une longue période, et d'un coefficient d'évaporation mensuel $\overline{e} = \overline{D} \cdot \overline{M}$ ($\overline{D}$ et $\overline{M}$ sont définis sous chiffre 2).

5. Calcul de ETR mensuelle, en mm, pour la période d'été. S'obtient directement à partir des valeurs calculées sous chiffres 2 et 4.

6. Calcul de ETR annuelle, en % de sa valeur moyenne pluriannuelle $\overline{E}$. La fig. SZ 10 donne ETR en %, en fonction de $\epsilon = \sum_{III}^{X} M \cdot D$ (somme des produits M·D de mars à octobre; M et D sont exprimés en mm, et définis sous chiffre 2), $M_{V\text{-}VIII}$ (somme des indices M de mai à août), P (précipitation annuelle), P - R (déficit d'écoulement), $P_{IV\text{-}IX}$ (précipitations des mois d'été); tous ces facteurs se rapportent à l'année considérée, et sont exprimés en % de leur valeur moyenne pluriannuelle.

7. Calcul de ETR annuelle, en mm. S'obtient directement à partir des valeurs calculées sous chiffre 6, et de $\overline{E}$.

8. Comparaison des résultats. Les valeurs mensuelles calculées sous chiffres 1 et 5 sont notées ETR 1 (tableau 3. - 20, colonne 14); leur somme, pour chaque année, est comparée avec la valeur annuelle calculée sous chiffre 7 (notée ETR 1, tableau 3. - 22, colonne 31). La valeur annuelle la plus probable est la moyenne de ces

---

1) L'indicatif SZ renvoie au travail de SZESZTAY (1958).

deux termes; elle est inscrite au tableau 3.-22 (colonne 32, ETR 2). Les valeurs mensuelles sont réduites par rapport à cette somme annuelle définitive (tableau 3.-20, colonne 15, ETR 2).

Les tableaux 3.-20, 3.-21 et 3.-22 indiquent les différentes valeurs intermédiaires qui apparaissent dans la démarche décrite ci-dessus, ainsi que les résultats finals. Des tableaux concernant les valeurs mensuelles de chaque année, seul celui de 1968 - 1969 est présenté, à titre d'exemple. Le tableau 3.-23 résume le résultat des calculs, pour toute la période; les chiffres qui y sont reportés sont l'équivalent de la colonne 15, tableau 3.-20, pour chaque année. Les symboles des colonnes 1 à 32 ont été définis ci-dessus, excepté: P', tension de vapeur saturante correspondant à t; H, humidité relative moyenne mensuelle; $M_1 + M_2 = M$ (M défini sous chiffre 2).

Les valeurs obtenues pour ETR concernent le bassin dans son ensemble; cependant, les paramètres t, P' et H ont été relevés à la station météorologique de La Brévine; ils sont considérés comme valables pour tout le bassin. Les valeurs admises pour le paramètre P (précipitations) sont des moyennes calculées comme indiqué plus haut (paragraphe 1.1.4.-4.).

1.5.2.-2. Evaporation déduite de ETR.

Dans la mise au point de sa méthode, SZESZTAY admet pour chacun des mois d'été (mars à octobre) une valeur fixe du rapport $\overline{E_o} / \overline{ETR}$ où E_o = pouvoir évaporant de l'atmosphère (fig. SZ 5). Connaissant $\overline{ETR}$ (tableau 3.-21, colonne 19), on peut donc calculer $\overline{E_o}$ (tableau 3.-24).

La comparaison des tableaux 3.-24 et 3.-17 montre que l'évaporation déduite de la méthode de SZESZTAY est relativement bien corrélée avec les mesures faites au moyen de l'évaporimètre WILD. L'application de cette méthode à la région étudiée ne présente donc pas de contradictions avec les valeurs observées.

1.5.2.-3. Mesure de l'humidité du sol.

Des mesures de l'humidité et de la température du sol ont été faites au voisinage de chacun des cinq forages profonds du bassin (piézomètres), au moyen de cellules de fibre de verre SOILTEST, munies d'un thermistor. Les observations de caractère mensuel se sont poursuivies de mai 1968 à octobre 1969. Ces cellules donnent des résultats relativement peu précis; pour la mesure de l'humidité du sol, l'emploi d'une sonde à neutrons est plus indiqué; cependant l'avantage des cellules de fibre de verre réside dans leur prix relativement bas. Un rapport technique concernant l'étalonnage et l'utilisation de ces instruments a été élaboré par SIMEONI (1970 a).

Ces mesures sont trop peu nombreuses pour que l'on puisse en tirer des conclusions sur les relations entre ETR, ETP et l'humidité du sol. Nous pensons cependant qu'il est bon de les multiplier, afin de recueillir le plus de données possible dans ce domaine.

Tableau 3.-20 Calcul de l'évapotranspiration réelle, ETR.

Méthode de SZESZTAY.

Valeurs mensuelles pour l'année hydrologique 1968 - 1969

Mois	t (°C)	Δ t (°C)	P' (mmHg)	H (%)	D (mmHg)	Δ D (mmHg)	P (mm)	M_1 (mm)	M_2 (mm)	M (mm)	M (%)	e (mm^2)	ETR 1 (%)	ETR 1 (mm)	ETR 2 (mm)
	①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨	⑩	⑪	⑫	⑬	⑭	⑮
NOV.	0,00	+0,41	4,58	89	0,504	-	76,98	-	-	-	-	-	-	8	8
DEC.	- 3,40	+0,75	3,57	89	0,393	-	148,00	-	-	-	-	-	-	3	3
JANV.	- 4,50	+1,04	3,28	90	0,328	-	72,25	-	-	-	-	-	-	3	4
FEVR.	- 6,30	-3,10	2,86	88	0,343	-	139,69	-	-	-	-	-	-	5	5
MARS	- 0,60	+0,10	4,38	85	0,657	-0,149	96,10	227,92	149,7	377,62	87,32	248,09	91,33	20	21
AVRIL	+ 3,30	-0,24	5,80	85	0,870	-0,264	183,30	265,01	224,6	489,61	90,08	425,96	90,00	35	37
MAI	+ 9,10	+1,70	8,66	81	1,645	-0,018	124,32	298,30	299,4	597,70	93,42	983,22	90,30	62	66
JUIN	+10,00	-0,86	9,20	85	1,380	-0,811	182,99	307,41	74,8	382,21	111,58	527,45	96,7	46	49
JUIL.	+14,50	+1,89	12,38	78	2,724	-0,050	122,41	306,03	-	306,23	126,37	834,17	129,0	55	59
AOUT	+12,20	+0,78	10,65	81	2,024	-0,153	142,93	278,56	-	278,56	107,06	563,81	101,7	37	39
SEPT.	+10,60	+1,29	9,58	83	1,629	-0,149	100,28	250,52	-	250,52	89,34	408,10	90,0	29	31
OCT.	+ 5,10	-0,61	6,59	78	1,450	+0,125	77,40	199,31	-	199,31	80,53	289,00	87,3	18	19
Somme	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	321	342

Tableau 3.-21. Calcul de l'évapotranspiration réelle, ETR.

Méthode de SZESZTAY.

Valeurs mensuelles moyennes pour la période 1 novembre 1959 - 31 octobre 1969.

Mois	$\overline{t}$ (°C)	$\overline{D}$ (mmHg)	$\overline{M}$ (mm)	$\overline{ETR}$ (mm)
	(16)	(17)	(18)	(19)
NOVEMBRE	+ 0,41	-	-	10
DECEMBRE	- 4,15	-	-	4
JANVIER	- 5,54	-	-	4
FEVRIER	- 3,20	-	-	6
MARS	- 0,70	0,806	432,43	22
AVRIL	+ 3,54	1,134	543,47	39
MAI	7,40	1,663	639,76	69
JUIN	10,86	2,191	342,53	48
JUILLET	12,61	2,774	242,32	43
AOUT	11,42	2,177	260,19	36
SEPTEMBRE	9,31	1,778	280,40	32
OCTOBRE	5,71	1,325	247,48	21
Somme	-	-	-	334

Tableau 3.-22. Calcul de l'évapotranspiration réelle, ETR.

Méthode de SZESZTAY

Valeurs annuelles (années hydrologiques)

Années hydrologiques	P-R (mm)	P-R (%)	P (mm)	P (%)	P_{IV-IX} (mm)	P_{IV-IX} (%)	M_{V-VIII} (mm)	M_{V-VIII} (%)	ϵ_2 (mm^2)	ϵ (%)	ETR 1 (%)	ETR 1 (mm)	ETR 2 (mm)
	(20)	(21)	(22)	(23)	(24)	(25)	(26)	(27)	(28)	(29)	(30)	(31)	(32)
1959-60	267	80,2	1521	99,39	754,73	97,88	1272,16	85,68	4971,83	104,92	99	329	316
1960-61	253	76,0	1320	86,21	654,24	84,85	1361,42	91,69	4310,59	90,97	83	276	284
1961-62	320	96,1	1368	89,35	565,65	73,36	1346,81	90,70	3913,95	82,59	88	295	280
1962-63	334	100,4	1535	100,26	866,72	112,40	1577,26	106,22	5381,28	113,56	106	349	344
1963-64	389	116,9	1145	74,78	532,69	69,08	1060,65	71,43	4326,83	91,31	88	293	275
1964-65	340	102,2	1644	107,38	973,10	126,20	1562,14	105,20	5091,98	107,46	106	351	342
1965-66	413	124,1	1916	125,14	692,13	89,76	1815,31	122,26	4976,69	105,02	108	359	370
1966-67	354	106,4	1586	103,59	759,14	98,45	1578,69	106,32	4705,02	99,29	105	349	340
1967-68	358	107,6	1872	122,27	1055,79	136,93	1708,78	115,08	5426,67	114,52	110	366	364
1968-69	300	90,1	1406	91,83	856,23	111,04	1564,70	105,38	4279,80	90,32	109	363	342
Moyenne	333	-	1531	-	771,04	-	1484,79	-	4738,46	-	-	-	-

Tableau 3.-23. Evapotranspiration réelle calculée, ETR (mm).
Méthode de SZESZTAY.

Mois	Années hydrologiques										Moyenne
	1959-60	1960-61	1961-62	1962-63	1963-64	1964-65	1965-66	1966-67	1967-68	1968-69	
Nov.	7	11	10	8	16	11	9	9	10	8	10
Déc.	3	4	6	3	4	3	4	3	5	3	4
Janv.	4	4	7	4	4	4	3	3	4	4	4
Fév.	7	6	7	5	10	5	7	8	6	5	7
Mars	22	24	21	18	18	20	24	23	21	21	21
Avril	31	37	40	38	35	39	53	39	41	37	39
Mai	51	54	71	54	60	64	107	71	69	66	67
Juin	42	36	50	50	37	53	57	49	43	49	47
Juil.	44	35	16	58	33	47	33	47	40	60	41
Août	40	35	17	45	18	38	30	38	49	39	35
Sept.	39	22	17	43	20	34	25	30	49	31	31
Oct.	26	16	18	18	20	24	18	20	27	19	21
Total	316	284	280	344	275	342	370	340	364	342	327

Tableau 3.-24. Evaporation mensuelle calculée, $\overline{E_o}$.
Méthode de SZESZTAY.
Moyenne interannuelle valable pour l'ensemble du bassin.

Mois	$\overline{ETR}$ (mm)	$\overline{E_o} / \overline{ETR}$ (%)	$\overline{E_o}$ (mm)
Novembre	10	100	10
Décembre	4	100	4
Janvier	4	100	4
Février	6	100	6
Mars	22	120	26
Avril	39	150	58
Mai	69	170	117
Juin	48	195	94
Juillet	43	205	88
Août	36	190	68
Septembre	32	160	51
Octobre	21	130	27
Total	334		553

1.5.3. Evapotranspiration réelle annuelle pour la période 1959-1969.

Pour l'ensemble des 10 années hydrologiques 1959-60 à 1968-69, on obtient pour $\overline{ETR}$ annuelle les valeurs suivantes :

1. Déficit d'écoulement brut, $\overline{P} - \overline{R}$.

Le déficit d'écoulement brut, supposé égal à $\overline{ETR}$, est donné au tableau 3.-22, colonne 20 :

$\overline{P} - \overline{R} = \overline{ETR} = 333$ mm

2. Formule de TURC.

L'application de la formule de TURC (REMENIERAS, 1959, p. 115),

$$D = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

où D = déficit d'écoulement, supposé égal à $\overline{ETR}$ (mm)

P = lame d'eau moyenne tombée sur le bassin (mm)

$L = 300 + 25\,T + 0.05\,T^3$

T = température moyenne annuelle (^oC)

donne le résultat suivant:

$D = \overline{ETR} = 390$ mm

P est donné par le tableau 3.-4, et T par le tableau 3.-20, col. 1 (température mesurée à La Brévine).

3. Méthode de TROEHLER.

B. TROEHLER (communication personnelle, 1970) a calculé l'évapotranspiration $\overline{ETR}$ du bassin de la source de l'Areuse au moyen d'une formule qu'il a établie, et qui s'est montrée valable pour toute la Suisse avec une précision de $\pm$ 10 %. Cette formule, basée sur la relation qui existe entre l'altitude et la température, donne l'évapotranspiration réelle annuelle pour une longue période en fonction de l'altitude moyenne du bassin, et des rapports surface boisée / surface totale du bassin, surface des lacs / surface totale, surface des glaciers / surface totale, longueur des cours d'eau (km) / surface totale.

La valeur obtenue est $\overline{ETR}$ = 457 mm.

4. Conclusions au paragraphe 1.5.3.

La méthode de SZESZTAY est basée sur l'identité entre le déficit d'écoulement annuel moyen pour une longue période et l'évapotranspiration réelle, et implique que les limites du bassin-versant sont connues avec une exactitude suffisante. Les résultats qu'elle permet d'obtenir ne constituent donc pas un moyen de contrôle vis-à-vis des autres termes du bilan.

Par contre, on observe une différence sensible entre les trois valeurs de $\overline{ETR}$ calculées au paragraphe 1.5.3.:

Déficit d'écoulement: 333 mm

$\overline{ETR}$ selon TURC: 390 mm

$\overline{ETR}$ selon TROEHLER: 457 mm

A titre de comparaison, citons les valeurs données par BURGER (1959, p. 279) pour le bassin de l'Areuse au sens large (période 1930-1954):

Déficit d'écoulement: 437 mm

$\overline{ETR}$ selon TURC: 437 mm

Remarque: L'affleurement des calcaires d'âge jurassique supérieur constitue le 64,2 % de la surface du bassin de l'Areuse s.l., et le 83,4 % de la surface du bassin de la source de l'Areuse (BURGER, op. cit., p. 51).

Au moyen des données à disposition, il est impossible de savoir si les formules de TURC et de TROEHLER qui ont donné ailleurs des résultats satisfaisants, s'appliquent mal aux conditions locales, ou si les limites du bassin telles qu'elles ont été définies déterminent une surface trop faible.

2. ECOULEMENT

2.1. Ruissellement superficiel. (BURGER, 1959, p. 25)

En raison des larges surfaces d'affleurement de terrains à circulation karstique (plus de 80 %), le réseau hydrographique est très peu développé, l'infiltration dispersée jouant un rôle important dans l'alimentation de la réserve souterraine. Les seuls cours d'eau de la vallée de La Brévine sont absorbés par des pertes naturelles d'origine karstique. La périphérie des tourbières occupant le fond de la vallée est jalonnée par de nombreux emposieux (ou entonnoirs) auxquels aboutissent des fossés de drainage ou des ruisseaux locaux. Parmi les ruisseaux les plus importants, citons le Bied de La Brévine, les ruisseaux du Cachot et le Bied du Gigot, qui se perdent dans des entonnoirs (chapitre 2, paragraphe 2). La partie orientale de la vallée des Verrières ne possède pas de réseau hydrographique de surface; dans sa partie occidentale, un ruisseau, la Morte, prend sa naissance aux Verrières où le drainage souterrain est encore tributaire de la source de l'Areuse, et se jette dans le Doubs à La Cluse et Mijoux.

2.2. Le Lac des Taillères. (BURGER, 1959, p. 26)

Le substratum du Lac des Taillères (longueur 1,9 km, largeur 200 à 300 m) est constitué par des terrains argileux, morainiques, reposant sur des sédiments crétacés ou molassiques. Son seul exutoire est une perte naturelle, l'Emposieu du Moulin-du-Lac (chapitre 2, paragraphe 2); il a été aménagé afin d'accroître la capacité d'accumulation du lac. La cote actuelle du déversoir est de 1039,5 m; une vanne permet d'évacuer à volonté les eaux dans l'entonnoir, avec un débit pouvant s'élever à 700 l/sec. environ, et d'abaisser le niveau du lac jusqu'à la cote 1034,0 m; la capacité utilisable est ainsi de $1{,}8 \cdot 10^6$ m^3 environ. Il est possible, par là, de régulariser dans une certaine mesure le débit d'étiage de la source de l'Areuse; celle-ci réagit en moyenne 12 à 24 heures après l'ouverture de la vanne. Le tableau 3. - 25, établi à partir de données fournies par l'Electricité Neuchâteloise S.A., donne les volumes évacués par manoeuvre de la vanne pour chaque année hydrologique.

2.3. Le débit de la source de l'Areuse.

La source de l'Areuse, dite aussi source de la Doux, émerge des calcaires séquaniens supérieurs à l'altitude de 793 m, dans la partie NW du cirque de Saint-Sulpice. Il s'agit d'une source de débordement; sa position par rapport à la structure géologique est située à la fig. 2. - 4; une description en est donnée par BURGER (1959, p. 179).

Un barrage établi à 70 m en aval de la source forme devant elle une petite retenue qui alimente une usine électrique; en aval de l'usine, la force motrice de la rivière fait encore fonctionner trois anciennes machines. En amont du barrage, une prise d'eau est destinée à l'alimentation en eau potable de la commune de Saint-Sulpice; des pompes qui fonctionnent une vingtaine d'heures par jour refoulent dans le réseau de distribution environ 800 l/min. Un limnigraphe enregistreur a été installé sur la retenue, afin d'étudier les mouvements du plan d'eau; une station hydrométrique équipée d'un second limnigraphe se trouve environ 800 m en aval, à proximité du village de Saint-Sulpice; mise en service à l'occasion de l'étude en question, elle est surveillée par les soins de l'Office Fédéral de l'Economie hydraulique, et les observations qui y sont recueillies sont publiées

Tableau 3.-25 Lac des Taillères.
Volume d'eau évacué par manoeuvre de la vanne
(Emposieu du Moulin-du-Lac).

Année hydrologique	Volume évacué (10^6 m^3)
1959-60	0,179
1960-61	1,724
1961-62	3,078
1962-63	0,206
1963-64	1,742
1964-65	0,561
1965-66	0,824
1966-67	0,108
1967-68	2,499
1968-69	2,500

dans l'Annuaire hydrographique de la Suisse. Par des jaugeages simultanés à la source et en aval de la station hydrométrique, on a constaté qu'il n'y avait pas de pertes d'eau entre ces deux points. Les ouvrages installés en aval de la source sont de simples retenues, il n'y a aucun bassin d'accumulation; par conséquent, on peut considérer que les enregistrements du limnigraphe de Saint-Sulpice reproduisent d'une façon relativement fidèle les variations naturelles du débit de la source.

Le limnigraphe installé sur la retenue enregistre de fréquentes variations du plan d'eau qui se distinguent des crues et décrues naturelles par leur caractère brusque et de courte durée; ces mouvements sont parfois sensibles à la station hydrométrique aval également. Un examen détaillé de ces enregistrements, réalisé avec l'aide de l'électricien responsable de l'usine a montré qu'à première vue, tous ces mouvements peuvent s'expliquer par des interventions artificielles en relation avec les aménagements hydroélectriques situés entre la source et Saint-Sulpice. Aucun mouvement isolé ou périodique de caractère naturel n'a été décelé; cependant certaines variations brusques sont fréquemment liées à des crues, et peuvent suggérer à tort un phénomène naturel. Des chutes de tension provoquant un arrêt total des machines sont fréquentes avant les crues dues à un orage; elles se manifestent par une montée du niveau suivie d'un retour à l'état primitif (période : environ 1 heure, amplitude: 10 à 20 cm). Souvent, lors d'une averse, une machine supplémentaire est mise en route; cette manoeuvre se traduit pas une variation de niveau semblable à la précédente, le pic étant dirigé vers le bas; de tels mouvements du plan d'eau coïncidant avec la partie ascendante de la crue ont pu être interprétés comme des seiches (BURGER, 1959, p. 182).

Les débits moyens journaliers mesurés à la station de Saint-Sulpice et publiés dans l'Annuaire hydrographique de la Suisse ont été reportés sous forme de graphiques annuels (fig. 4.-14.1 et 4.-14.2). La courbe des débits classés, dessinée d'après les données de l'Annuaire, est représentée à la fig. 4.-18; les courbes de répartition des débits mensuels d'après leur fréquence sont données par la fig. 4.-15.

Grâce à un programme de calcul établi par J.B. GAY [1], les hauteurs limnigraphiques enregistrées à Saint-Sulpice et lues au moyen d'un coordinatographe de l'Institut de Physique ont été converties en débits et mises sous forme de cartes perforées [2]. L'hydrogramme de la source peut ainsi être dessiné automatiquement, à une échelle quelconque; les courbes de débits des fig. 4.-9.1 et 4.-9.2 ont été décalquées à partir de tels graphiques (simplifiés, par mesure de clarté), dessinés par une calculatrice IBM 1130.

---

1) Université de Neuchâtel, Institut de Physique.

2) Ce travail a pu être réalisé grâce à l'aide de E. JEANNET, professeur, Institut de Physique

Chapitre 4

HYDROGEOLOGIE

1. DISTRIBUTION ET MOUVEMENT NATUREL DE L'EAU SOUTERRAINE

1.1. Définition du système d'écoulement souterrain.

On peut admettre (KIRALY, 1969 d) que la détermination des systèmes d'écoulement souterrain tels que TOTH (1963) les a définis constitue le cadre idéal pour étudier le mouvement des eaux souterraines dans un bassin hydrogéologique.

TOTH (1963, p. 4806 et fig. 3) définit le système d'écoulement ("flow system") comme l'ensemble des lignes d'écoulement fictives dans lequel deux lignes d'écoulement, voisines en un point quelconque du bassin, restent voisines à travers toute la région d'écoulement (c'est-à-dire entre la région alimentaire et la région d'exutoires). Chaque système d'écoulement possède ainsi une région d'alimentation continue (connexe) et une région d'exutoire continue.

Dans un système d'écoulement l o c a l la région d'alimentation et la région d'exutoire sont voisines. Dans un système d'écoulement i n t e r m é d i a i r e la région alimentaire et la région d'exutoire peuvent être séparées (sur la carte) par un ou plusieurs systèmes locaux (donc les lignes d'écoulement passent au-dessous des systèmes locaux).

Enfin, le système d'écoulement est considéré comme r é g i o n a l si la région d'alimentation s'étend jusqu' aux limites supérieures du bassin hydrogéologique et la région d'exutoires occupe les limites inférieures du bassin (les lignes d'écoulement passant au-dessous des systèmes intermédiaires et locaux). (KIRALY, 1970, p. 50).

Le système d'écoulement souterrain de TOTH correspond au type d'unité hydrogéologique désigné par UHG_1 par KIRALY (1969 d): classe d'équivalence dans le champ des lignes d'écoulement.

A partir des observations hydrogéologiques recueillies dans le bassin en question, nous nous sommes efforcé de reconstruire le système d'écoulement souterrain (UHG_1) dont la source de l'Areuse constitue l'exutoire; la démarche fait appel à des hypothèses qui conduisent à une représentation très simplifiée de la réalité complexe. Cette représentation permet néanmoins de répondre, en termes de probabilité, aux questions d'hydrogéologie appliquée qui sont à la base de l'étude; elle sera concrétisée par la réalisation d'un modèle (modèle analogique électrique résistif-capacitif; chapitre 5).

KIRALY (1969 d) a montré que la détermination des UHG_1 exige la connaissance d'autres unités hydrogéologiques qui sont:

UHG_3 = classe d'équivalence dans le champ des perméabilités K.

UHG_4 = classe d'équivalence dans le champ des potentiels hydrauliques.

UHG_5 = classe d'équivalence sur la surface piézométrique.

UHG_6 = volume "hydrauliquement fermé", c'est-à-dire déterminé latéralement et vers le bas par des limites "imperméables", et vers le haut par la surface piézométrique.

Une autre unité est utile dans les recherches d'hydrogéologie appliquée: UHG_2, classe d'équivalence dans le champ des porosités efficaces M_e.

D'après CASTANY (1968, p. 138):

$$M_e = \frac{V_e}{V} \cdot 100 \quad (\%)$$

où V_e = volume d'eau gravitaire.
V = volume total du complexe roche + eau.

La connaissance de UHG_2 est nécessaire si l'on veut considérer UHG_1 en régime transitoire, ou pour donner une estimation des réserves.

1. UHG_3

Hypothèse H 2.-2 (chapitre 2, paragraphe 5): la perméabilité des calcaires est homogène et isotrope. L'extension spatiale de UHG_3 dans les calcaires jurassiques supérieurs est donnée par la carte structurale du mur (fig. 2.-6, p. 36) et du toit des calcaires du Malm; la valeur de K pour cette unité est déterminée par essais de pompage et d'injection d'eau sous pression dans les piézomètres et à l'aide du modèle analogique RC (paragraphe 1.2).

2. UHG_4

La détermination de UHG_4 exige la connaissance de UHG_3, UHG_5 et UHG_6. Cependant, le réseau de mailles du modèle RC réduit le système d'écoulement aux deux dimensions du plan horizontal, et permet d'éviter la détermination de cette unité.

3. UHG_5

UHG_5 peut être déterminé approximativement à l'aide des observations dans les piézomètres, et en admettant l'hypothèse H 2.-2 (paragraphe 1.3). La surface piézométrique étant variable avec le temps, UHG_1 peut être étudié en régime permanent ou transitoire.

4. UHG_6

Les limites inférieures et latérales de UHG_6 ont été définies lors de la détermination du bassin-versant (chapitre 2, paragraphe 5); la limite supérieure est donnée par UHG_5.

5. UHG_2

Hypothèse H 2.-4 (chapitre 2, paragraphe 5): la porosité efficace des calcaires est homogène. L'extension spatiale de UHG_2 dans les calcaires jurassiques supérieurs correspond à celle de UHG_3; la valeur de M_e est estimée par mesure de la quantité d'eau évacuée à l'exutoire pour un abaissement donné de la surface piézométrique, et à l'aide du modèle RC (paragraphe 1.2).

1.2. Détermination des propriétés physiques de l'aquifère.

Rappel. Les différentes méthodes de calcul des propriétés physiques de l'aquifère font appel aux hypothèses H 2.-2 ou 2.-4 (les facteurs K et M_e sont homogènes - K homogène et isotrope - à l'intérieur d'une unité lithologique); les résultats des calculs seront donc valables à l'intérieur de ces hypothèses seulement.

1.2.1. Essais d'injection d'eau sous pression.

Des essais d'injection d'eau sous pression (appelés aussi "essais LUGEON") ont été réalisés lors des travaux de forage des cinq piézomètres (chapitre 2, paragraphe 4.4); DE BOSSET (1965) qui les a commentés, estime qu'ils ne sont pas représentatifs des propriétés physiques réelles des calcaires, en raison surtout des défauts d'étanchéité des obturateurs, et de l'effet des larges fissures qui peuvent mettre la passe étudiée en connexion avec le reste de l'ouvrage, court-circuitant ainsi l'obturateur.

En fait, ces essais ont donné des résultats relativement homogènes, et qui sont en accord avec des mesures ultérieures: essais d'injection (forage des Cotards, voir ci-dessous) ou de pompage (paragraphe 1.2.2); ils nous semblent donc susceptibles d'être pris en considération.

Les résultats des mesures ont été interprétés en termes de coefficient de perméabilité de DARCY par G.P. SIMEONI, à partir des notes manuscrites tenues à jour par les sondeurs.

La Brévine, Le Cachot, La Clé-d'Or. Les données concernant ces trois forages sont reportées aux tableaux 4.-1 à 4.-3; les coefficients de perméabilité de DARCY K, ont été calculés d'après SNOW (1970, p. 24):

$$K = \frac{\ln (2\ l/d) \cdot Q}{2 \pi l \cdot H}$$

où Q = débit d'injection (ou des pertes) (m^3/sec)

l = longueur de la passe (m)

H = pression nette (m) (= pression appliquée + hauteur de la colonne d'eau au-dessus du niveau piézométrique naturel)

d = diamètre du forage (m)

Les valeurs de K sont représentées aux fig. 2.-5.1 à 2.-5.3.

L'interprétation de ces essais appelle les remarques suivantes:

1. L'application de la formule de SNOW aux observations en question implique l'hypothèse que la relation entre Q et H est linéaire, et que le milieu se comporte comme un ensemble homogène.

2. Sur les tableaux 4.-1 à 4.-3, on voit que pour des passes de longueur sensiblement inférieure à la valeur courante, K calculé est relativement élevé; ces valeurs n'ont pas été reportées sur les fig. 2.-5.1 à 2.-5.3. Dans le but d'améliorer la comparaison des résultats, les essais d'injection devraient être réalisés, dans la mesure du possible, de la même manière sur toute la hauteur de l'ouvrage, et pour toute la zone étudiée.

3. Les perméabilités mesurées à La Brévine, au Cachot et à la Clé-d'Or sont du même ordre de grandeur que celles obtenues par la même méthode au forage des Cotards, près de La Brévine (SIMEONI, 1970 b).

Le Brouillet. Les données nécessaires à l'interprétation du débit des pertes en termes de perméabilité de DARCY faisant défaut, le résultat des mesures est donné à la fig. 2.-5.4 (p. 34) en "unités LUGEON" [1], tel qu'il figure dans le rapport des sondeurs.

Les Verrières. La méthode de mesure utilisée est la suivante: un obturateur est placé à une certaine profondeur, et le forage est rempli d'eau jusqu'à l'extrémité supérieure du tubage; on mesure le débit nécessaire à maintenir ce niveau constant; l'opération est répétée pour des profondeurs diverses de l'obturateur

---

1) 1 unité LUGEON = perte en eau exprimée en l/(min · m · 10 atm).

(DE BOSSET, 1965, p. 20 et 51). Cette méthode permet de construire une courbe cumulative des pertes en eau, reportée à la fig. 2.-5.5 (p. 35); les données concernant ces essais sont représentées au tableau 4.-4.

Il faut remarquer que le forage des Verrières ne pénètre dans les calcaires du Malm que sur une dizaine de mètres, et que la perméabilité de cette zone apparaît comme négligeable à la fig. 2.-5.5.

Variation du coefficient de perméabilité de DARCY avec la profondeur.

L'examen des fig. 2.-5.1 à 2.-5.5 montre une décroissance de la perméabilité avec la profondeur à La Brévine, au Cachot et au Brouillet; cette tendance est peu marquée. On doit cependant s'attendre à ce que l'ouverture des fissures décroisse avec la profondeur (SNOW, 1968; BORELLI et PAVLIN, 1967); une étude sismique réalisée dans la vallée de La Brévine a montré que les zones présumées bien fissurées passaient à un milieu plus compact à partir d'une profondeur de 70 à 100 m (LUNSKI, 1967).

1.2.2. Essais de pompage.

Des essais de pompage ont été réalisés dans les quatre piézomètres de la vallée de La Brévine (TRIPET, 1971, annexe A). La transmissivité T des ouvrages a été calculée par la méthode de la courbe de remontée (CASTANY, 1963, p. 335). La valeur de K, déduite de T, est donnée par le tableau 4.-5. Les fig. 4.-1 et 4.-2 donnent les courbes de rabattement et de remontée pour La Brévine et la Clé-d'Or.

Tableau 4.-5 Coefficient de perméabilité de DARCY, K (10^{-7} m/sec).

Campagne d'essais	Piézomètre			
	La Brévine	Le Cachot	La Clé-d'Or	Le Brouillet
Printemps 1968	1,4	-	-	0,9
Automne 1968	1,76	3,2	5,3	1,19
Hiver 1969 (mars)	0,78	-	1,9	1,2
Eté 1969	1,7	-	-	1,27 0,98

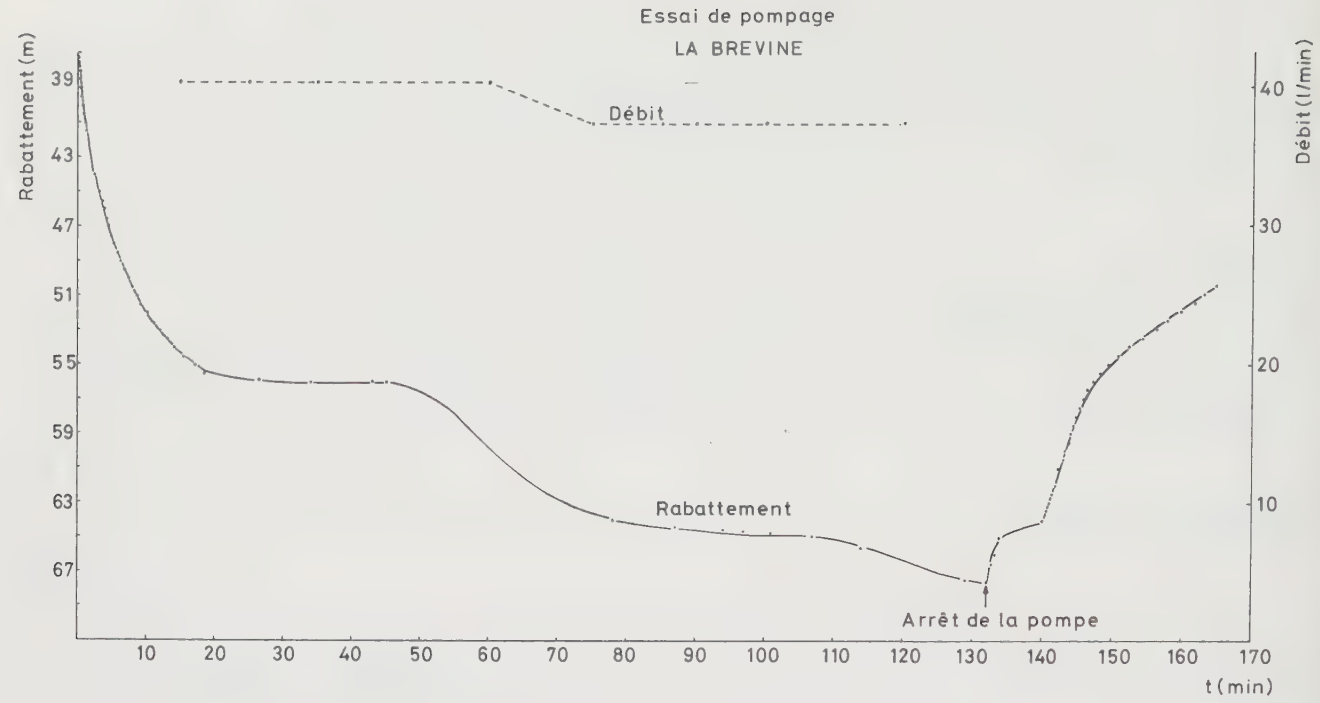


Fig. 4.-1 Essai de pompage au piézomètre de La Brévine,
le 17 mars 1969. Courbe de rabattement et de remontée.
Les paliers visibles pour un rabattement respectivement de 56 et de 64 m. sont en relation avec la lithologie : le premier correspond au toit des calcaires aquifères du Malm, et le second se produit au voisinage d'un banc de 15 cm. de cornieule rencontré à - 63 m.

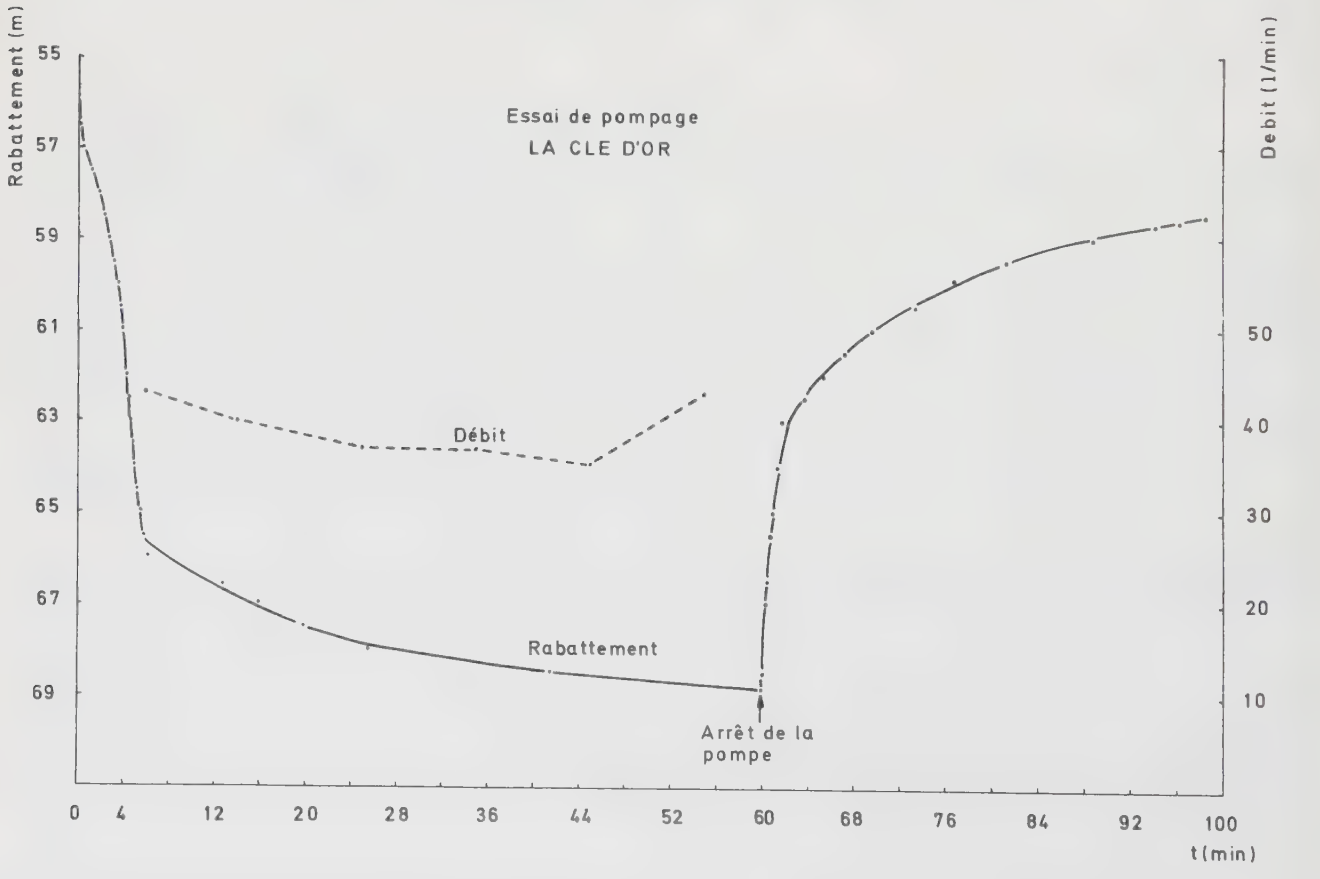


Fig. 4.-2 Essai de pompage au piézomètre de la Clé d'Or,
le 7 novembre 1968. Courbe de rabattement et de remontée.

Remarques:

1. On a: $K = \frac{T}{h}$, où h = hauteur d'eau entre le mur de l'aquifère (puits complet) et le niveau piézométrique avant le pompage. En raison de l'hétérogénéité de l'aquifère et de la diminution probable de K avec la profondeur, et tenant compte du fait que l'ouvrage est incomplet, on fait l'hypothèse suivante sur la valeur de h:

Soient A, l'altitude du niveau piézométrique avant le pompage, B, l'altitude du fond du forage, et C, l'altitude de la pompe pendant le pompage:

Si AB $<$ 100 m $\longrightarrow$ h = AB

Si AB $>$ 100 m
- AC $>$ 40 m $\longrightarrow$ h = AC + 10 m
- AC $<$ 40 m $\longrightarrow$ h = 50 m

2. Récemment, un puits d'exploitation a été foré à moins de 3 m du piézomètre de La Brévine. Des essais de pompage y ont été réalisés; le rabattement a été observé dans les deux ouvrages; le coefficient K calculé par diverses méthodes est du même ordre de grandeur que les valeurs du tableau 4.-5 (SIMEONI, 1970 c). Après 3 h 30 de pompage à 120 l/min, le rabattement dans le puits était de 29 m et de 16,5 m dans le piézomètre; sur la base de ces données, SIMEONI a estimé le rayon d'action du puits à 60 m (diamètre du puits: 500 mm; hauteur d'eau entre le fond de l'ouvrage et le niveau piézométrique avant l'essai: 64 m).

On constate que le résultat des essais de pompage dans les piézomètres (ouvrages tubés; tubes d'un diamètre intérieur d'environ 100 mm, munis de perforations relativement peu nombreuses) sont en accord avec les mesures réalisées dans le puits (ouvrage non tubé, de plus grand diamètre, et équipé d'un piézomètre).

1.2.3. Modèle analogique RC.

Les valeurs de K obtenues par essais de pompage dans les piézomètres (tableau 4.-5) ont été admises pour le calcul des résistances du réseau RC (chapitre 5). Les mesures réalisées en régime permanent sur le modèle ainsi dimensionné, ont montré que l'ordre de grandeur de K était trop faible d'un facteur 1 à 10'000; le facteur d'équivalence entre transmissivité T = Kh et résistance R a été modifié en conséquence.

1.2.4. Conclusions à l'étude du coefficient de perméabilité de DARCY.

Selon que l'on se place à l'échelle du rayon d'action d'un puits ou du bassin dans son ensemble, les propriétés moyennes de l'aquifère sont donc très différentes; cette observation est liée à l'hétérogénéité de la perméabilité des roches fissurées. On peut admettre que l'ouverture des fissures est distribuée selon une loi lognormale (SNOW, 1970), les plus larges étant les moins fréquentes; leur perméabilité est proportionnelle au cube de l'ouverture (WITTKE et LOUIS, 1968). Admettre une perméabilité moyenne pour un aquifère à perméabilité de fissure est donc une approximation grossière; dans les calcaires fissurés, le paramètre K est en réalité un tenseur de second ordre (KIRALY, 1969 c). Pour obtenir une estimation du champ K, diverses méthodes doivent être envisagées:

1. Compléter les données obtenues au moyen des essais d'injection d'eau sous pression dans les forages, par des mesures d'orientation et de fréquence des fissures réalisées sur les carottes; étudier les relations entre la perméabilité de la roche estimée d'après les essais d'injection, et les paramètres géométriques de la fis-

suration (SNOW, 1968; 1970).

2. Etude quantitative des relations entre les propriétés physiques de l'aquifère (en particulier, les paramètres de la fissuration) et les données observables en surface (KIRALY, 1969 d).

3. Mesurer la valeur ponctuelle du potentiel hydraulique dans les puits et piézomètres, à diverses profondeurs, soit lors de l'avancement de l'ouvrage, soit dans un tube crépiné, le tronçon étudié étant isolé par une paire d'obturateurs. La reconstruction du champ des potentiels hydrauliques par interpolation de mesures faites dans des forages a été réalisée par HITCHON (1969 a et b), qui a représenté la distribution spatiale des potentiels hydrauliques sous forme de cartes et de coupes verticales.

4. Injection de colorant dans des forages, dans des pertes naturelles, ou en certains points de la surface du sol; observation du passage du colorant plus en aval; calcul de la vitesse d'écoulement, et établissement d'une carte d'isochrones pour le système d'écoulement souterrain; une telle carte donne des indications sur la répartition des transmissivités. Cette méthode a été expérimentée dans les Mendip Hills (Grande-Bretagne), et les premiers résultats ont été satisfaisants (DREW, 1970). Dans la vallée de La Brévine, la possibilité de réaliser de tels traçages existe; JEANNET (in BURGER, 1959, p. 182) a introduit de la fluorescéine dans l'emposieu des Taillères, et a observé sa réapparition à la source de l'Areuse 140 h plus tard; connaissant la longueur et le gradient hydraulique approximatifs du parcours du colorant, on peut appliquer la loi de DARCY à ces données; le coefficient de perméabilité obtenu est de l'ordre de 1 à 2 m/s. La valeur de ce paramètre dépend évidemment de l'état du système d'écoulement; les expériences de SCHARDT (1904) dans le bassin de la source de l'Areuse montrent une relation étroite entre la vitesse de l'eau colorée et le débit de l'exutoire.

5. Etude, par la méthode des modèles analogiques ou mathématiques, de l'effet de la configuration des zones très perméables sur la perméabilité moyenne d'un bassin; KIRALY (op. cit.) souligne l'importance de ce paramètre vis-à-vis des caractéristiques hydrauliques du système d'écoulement (surface supérieure de la zone noyée, tarissement de l'exutoire).

1.2.5. Estimation de la porosité efficace.

Le coefficient d'emmagasinement S est à peu près équivalent à la porosité efficace M_e en nappe libre (CASTANY, 1968, p. 138); en nappe captive par contre, S est nettement inférieur à M_e (CASTANY, 1963, p. 145).

Dans le bassin de la source de l'Areuse, le coeur crétacé des synclinaux détermine un secteur où la zone noyée est captive (paragraphe 1.3). La valeur de M_e pour la partie libre de la zone noyée s'obtient en estimant le volume de roche V dénoyé au cours d'une période sans alimentation extérieure, en calculant le volume E écoulé à l'exutoire pendant le même intervalle, et en effectuant le rapport E/V; ce procédé est mentionné par CASTANY (1968, p. 140); la valeur obtenue est approximative, cette estimation impliquant les hypothèses suivantes:

1. H 2.-2 et H 2.-4: les facteurs K et M_e sont homogènes (K homogène et isotrope) à l'intérieur d'une unité lithologique (chapitre 2, paragraphe 5).

2. L'alimentation de la zone noyée à partir de la zone d'infiltration est négligeable pendant l'intervalle considéré.

3. Le volume V a été calculé comme si toute la surface supérieure de la zone noyée était libre (surface de la zone captive par rapport à la surface de la zone noyée dans son ensemble: - synclinal de La Brévine, env. 15 %; - synclinal des Verrières, env. 20 %).

4. Au piézomètre des Verrières, le niveau de l'eau reste immobile, à la cote d'environ 822 m; lors des crues, il peut s'élever d'une soixantaine de mètres, mais il ne s'abaisse jamais au-dessous de la cote 822 m. On peut supposer que ce piézomètre est situé dans le système d'écoulement local des calcaires valanginiens, et qu'il n'est pas en contact direct avec le système d'écoulement des calcaires du Malm (paragraphes 1.2.1 et 1.3.2). Pour le calcul de V, la surface piézométrique dans le synclinal des Verrières a cependant été construite d'après les données de ce piézomètre.

On peut supposer que les erreurs dues à ces simplifications se compensent en partie, et que l'ordre de grandeur de M_e ainsi calculé peut être accepté. Le résultat des calculs est le suivant:

1. Période: 8.6 - 26.6.1967
   Décrue rapide, le 8.6. de 14 h à 24 h;
   M_e = 5 ‰
   Décrue plus lente, du 9.6. à 0 h au 26.6 à 22 h;
   M_e = 5 ‰

2. Période: 17.11 - 26.11.1967
   Décrue rapide, le 17.11 de 6 h à 24 h;
   M_e = 3 ‰
   Décrue plus lente, du 18.11 à 0 h au 26.11 à 24 h;
   M_e = 3 ‰

3. Période: 12.5 - 4.6.1968
   Décrue rapide, du 12.5 à 16 h au 13.5 à 2 h;
   M_e = 4 ‰
   Décrue plus lente, du 13.5 à 2 h au 4.6 à 4 h;
   M_e = 6 ‰

Les 6 valeurs obtenues sont voisines; leur moyenne est $M_e \approx S$ = 4,5 ‰.

Les mesures réalisées sur le modèle RC, en régime transitoire, ont montré que l'ordre de grandeur de cette valeur était admissible; en prenant S = 3,6 ‰, le comportement du modèle est cependant en meilleur accord avec le cas réel (chapitre 5).

La valeur de S pour la zone captive a été admise comme nulle.

1.3. Détermination de la surface piézométrique.

1.3.1. Mesure du niveau piézométrique.

Chacun des cinq piézomètres du bassin (situation, voir tableau 2.-3, p. 30, et fig. 1.-2, p. 17) est équipé d'un limnigraphe enregistreur ALPINA, type HWK P 10. Ces appareils sont entrés en fonction à la fin du mois de mars 1967; auparavant, les mesures de niveau étaient faites au moyen d'une sonde manuelle, une fois par semaine environ; à La Brévine, un limnigraphe enregistreur de marque israélienne a fonctionné de février 1965 à fin mars 1967.

Le tambour enregistreur des appareils HWK P 10 fait un tour par mois; l'échelle des hauteurs est de 1: 200. En raison de la profondeur relativement grande du niveau piézométrique, de l'amplitude élevée de ses variations, et du petit diamètre des piézomètres (environ 100 mm), le tambour du câble du flotteur a dû être muni d'un servo-moteur à piles. Pour protéger les instruments du froid, la cabine qui les abrite est munie d'un chauffage à gaz alimenté par des bouteilles autonomes, fonctionnant sans interruption pendant la saison d'hiver.

Les mesures du niveau piézométrique réalisées à ces stations de 1964 à 1969 sont présentées à la fig. 4.-3.

1.3.2. Détermination de la surface piézométrique.

La détermination du système d'écoulement souterrain (UHG_1) exige la connaissance de la surface piézométrique (UHG_5) (paragraphe 1.1). Cette surface est variable dans le temps; lors de toute opération réalisée sur UHG_1 (opération abstraite ou étude appliquée tels qu'essai de traçage, mesure de paramètres physiques ou chimiques de l'eau, etc.) on doit donc expliciter la position de UHG_5. Celle-ci peut être définie pour un instant donné (on suppose alors que l'écoulement est permanent), ou pour un intervalle donné (le régime est transitoire).

La surface piézométrique a été construite pour un état du système correspondant à un débit d'environ 1,25 m^3/s à l'exutoire, celui-ci étant dans sa phase de tarissement; ce débit est dépassé 285 jours par an (pour la période 1959-1969; fig. 4.-18).

Dans cette situation, l'altitude de la surface piézométrique aux points d'observation est la suivante:

La Brévine	990 m
Le Cachot	1001 m
La Clé-d'Or	1009 m
Le Brouillet	1009 m
Les Verrières	822 m

La construction de la surface piézométrique fait appel aux hypothèses suivantes:

1. H 2.-2. La perméabilité des calcaires est homogène et isotrope.

2. Les niveaux piézométriques observés sont représentatifs de la surface piézométrique aux environs du point considéré; l'influence des piézomètres sur la surface supérieure de la zone noyée est négligeable.

3. Entre deux points d'observation et à une distance suffisante d'un exutoire, la structure des limites imperméables est telle que la surface piézométrique a la configuration de celle d'une nappe plate (CASTANY, 1968, p. 79); au-delà des points d'observation les plus éloignés d'un exutoire, la surface piézométrique est

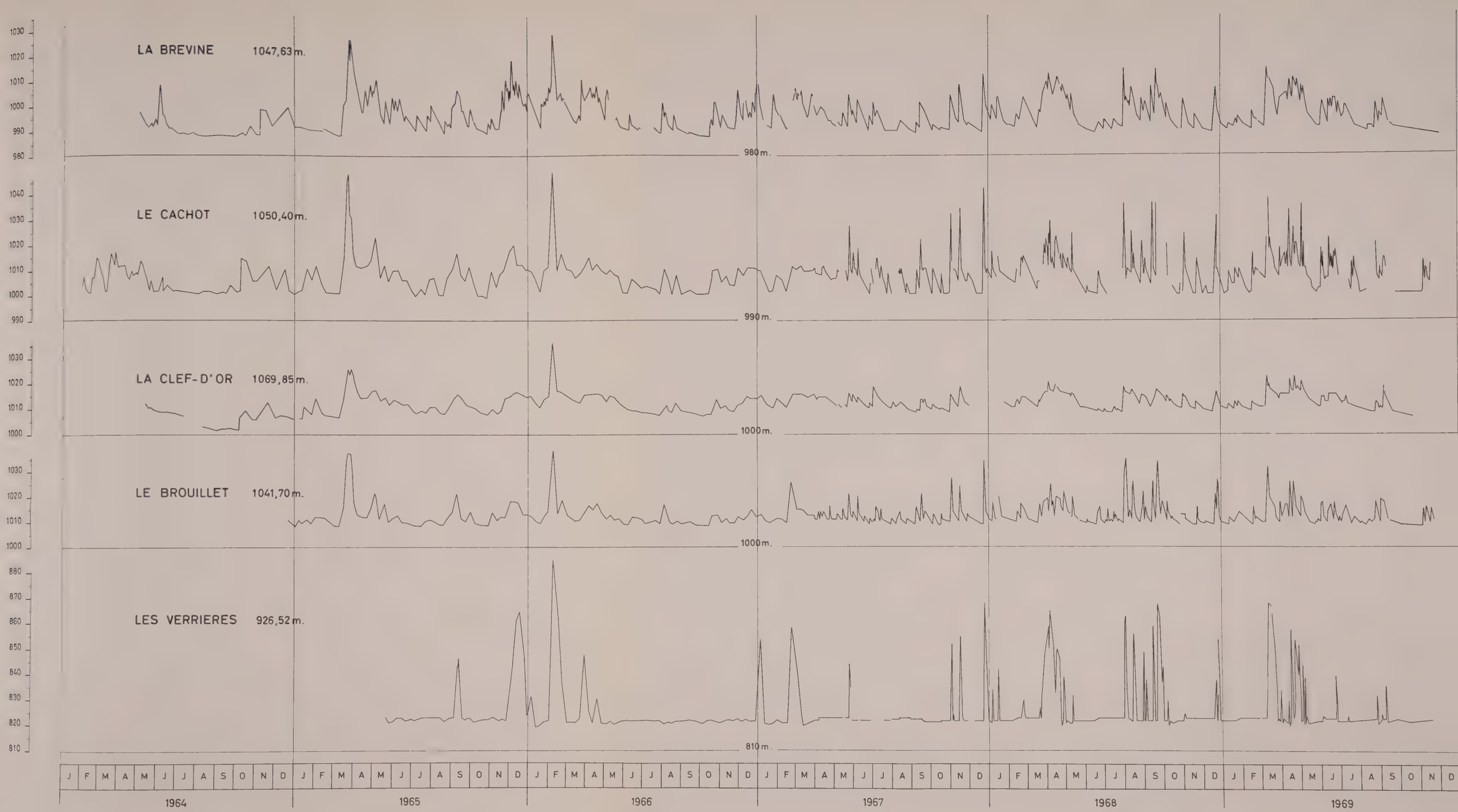


Fig. 4.-3 Fluctuations du niveau de l'eau dans les forages.

construite par extrapolation.

Ces hypothèses conduisent à une représentation très approximative de UHG_5. En particulier, l'effet de l'hétérogénéité de la perméabilité et de la présence d'un piézomètre sur la surface supérieure de la zone noyée doit être souligné (KIRALY, 1969 d; SIMEONI et TRIPET, 1970).

La surface piézométrique ainsi construite est illustrée à la fig. 2.-6 (p. 36). Son intersection avec les limites imperméables définit, sur la carte, les limites du système. Celles-ci ne sont pas confondues avec celles du bassin-versant; entre deux, prend place une zone de ruissellement souterrain. L'intersection de la surface piézométrique avec le mur des marnes purbeckiennes détermine les limites de la zone noyée.

Le planimétrage de ces différentes zones, pour les conditions représentées à la fig. 2.-6, donne les résultats suivants:

	Surface (km^2)	
Bassin total	128,65	
Bassin de La Brévine	86,94	
Zone de ruissellement souterrain		22,07
Zone noyée libre		55,39
Zone noyée captive		9,48
Bassin des Verrières	41,71	
Zone de ruissellement souterrain		21,58
Zone noyée libre		16,18
Zone noyée captive		3,95

L'examen de la fig. 2.-6 montre que les lignes d'écoulement convergent, de chaque extrémité de la vallée de La Brévine, vers cette dernière localité; elles franchissent la chaîne anticlinale grâce à la dépression axiale du Bois de l'Halle, où le toit de l'Argovien s'abaisse jusqu'à la cote de 980 m environ; elles sont alors drainées par l'extrémité orientale du synclinal des Verrières, et rejoignent le système d'écoulement propre au synclinal des Verrières dans la région de la source de l'Areuse. L'ensellement du Bois de l'Halle constitue ainsi l'exutoire du système d'écoulement du synclinal de La Brévine; il joue le rôle d'un déversoir souterrain.

Les données à disposition ne permettent cependant pas d'estimer d'une façon satisfaisante le débit propre aux deux bassins partiels; on se contentera donc de faire cette répartition en décomposant le débit total de la source en deux fractions, dont les rapports sont égaux aux surfaces des deux bassins-versants (68 % pour La Brévine, 32 % pour les Verrières).

La surface piézométrique a été construite pour d'autres états du système d'écoulement; nous avons pu constater que par hautes eaux, les limites du système, en plan, se déplacent relativement peu (chapitre 5, paragraphe 3.1); cependant, dans des conditions exceptionnelles, il est possible qu'un second déversoir fonctionne entre les deux synclinaux, au NNW des Bayards (aux environs du point de coordonnées 529,3/198,3); l'existence de ce second déversoir avait été envisagée par RICKENBACH (1925, p. 69).

Il a été vu plus haut (paragraphe 1.2.5) que le piézomètre des Verrières n'est vraisemblablement pas en relation avec le système d'écoulement des calcaires du Malm; la cote de 822 m admise pour construire la surface piézométrique dans la région des Verrières n'est donc pas satisfaisante; la surface représentée à la fig. 2.-6 a cependant été utilisée pour le dimensionnement du modèle RC. Les mesures réalisées sur le modèle en régime permanent ont montré que l'on pouvait admettre, pour les conditions de la fig. 2.-6, une cote de 810 m pour la surface piézométrique aux Verrières, et de 812 m à l'extrémité NW du système.

1.4. Le régime de l'écoulement souterrain.

1.4.1. Schéma théorique du régime de l'écoulement souterrain.

1. Remarques préliminaires.

1. L'hétérogénéité de la perméabilité de l'aquifère (paragraphe 1.2.4) n'a pas pu être prise en considération dans la détermination du système d'écoulement souterrain, faute de données. L'analyse du régime de l'écoulement souterrain tient compte de la répartition hétérogène de ce facteur; elle a pour but d'examiner le rôle joué dans l'écoulement par les divers types de fissures, classées selon leur perméabilité.

2. L'eau souterraine circule dans des joints d'écartement varié; leurs caractères géométriques et par conséquent leur perméabilité, sont distribués d'une façon continue. On peut admettre que la répartition de l'ouverture des fissures obéit à une loi lognormale, les joints les plus ouverts étant les moins fréquents (SNOW, 1970).

3. En raison de la distribution hétérogène du facteur K, on doit admettre que le système d'écoulement "régional" dont la source de l'Areuse constitue l'exutoire comprend des systèmes d'écoulement locaux, dépourvus d'exutoire superficiel; les relations mutuelles de ces différents systèmes varient avec les conditions d'alimentation; c'est pourquoi il est indispensable de définir la position de la surface piézométrique avant toute considération sur le système d'écoulement souterrain (paragraphe 1.3.2).

4. Hypothèse: La configuration des zones très perméables dans le système d'écoulement "régional" peut être représentée par un graphe appelé "arborescence" (KIRALY, 1969 d); l'exutoire est la "racine" de l'arborescence et les sommets qui ne sont suivis d'aucun autre sont appelés "feuilles" ou "sommets pendants" (SCHEIDEGGER, 1968, fig. 1). Le réseau constitué par les zones très perméables draine l'ensemble du massif; plus ce réseau sera ramifié, meilleur sera son pouvoir drainant.

Les fissures sont ainsi séparées en deux classes: très perméables et peu perméables. Cette distinction n'est pas contradictoire avec la loi de répartition lognormale admise sous chiffre 2; le régime du système d'écoulement dépendra surtout de la fréquence et de la configuration de deux types de joints: les plus perméables (= les plus rares) et les plus fréquents (= les moins perméables); l'importance des classes intermédiaires sera moindre.

Un schéma semblable est utilisé en hydrologie de surface (SCHEIDEGGER, 1968). Ceci suggère une analogie entre l'organisation des réseaux de drainage superficiel et souterrain.

2. Schéma théorique.

Nous proposons donc le schéma théorique suivant pour le régime de l'écoulement souterrain en zone noyée (fig. 4.-4):
Les joints sont répartis en deux classes: les plus perméables, qui sont aussi les plus rares, nommés joints de 2e ordre, et les moins perméables, joints de 1er ordre (voir ci-dessus, chiffre 4).

1. En période de crue, les joints de 2e ordre, alimentés directement par infiltration, se mettent rapidement en charge; ils sont responsables du débit élevé de la source. En raison de la plus grande perméabilité, le niveau piézométrique de ce système est plus élevé que celui du système de 1er ordre; il existe donc un gradient hydraulique dirigé vers celui-ci, et le système de 2e ordre alimente les joints moins perméables par injection (fig. 4.-4, phases 2 et 3).

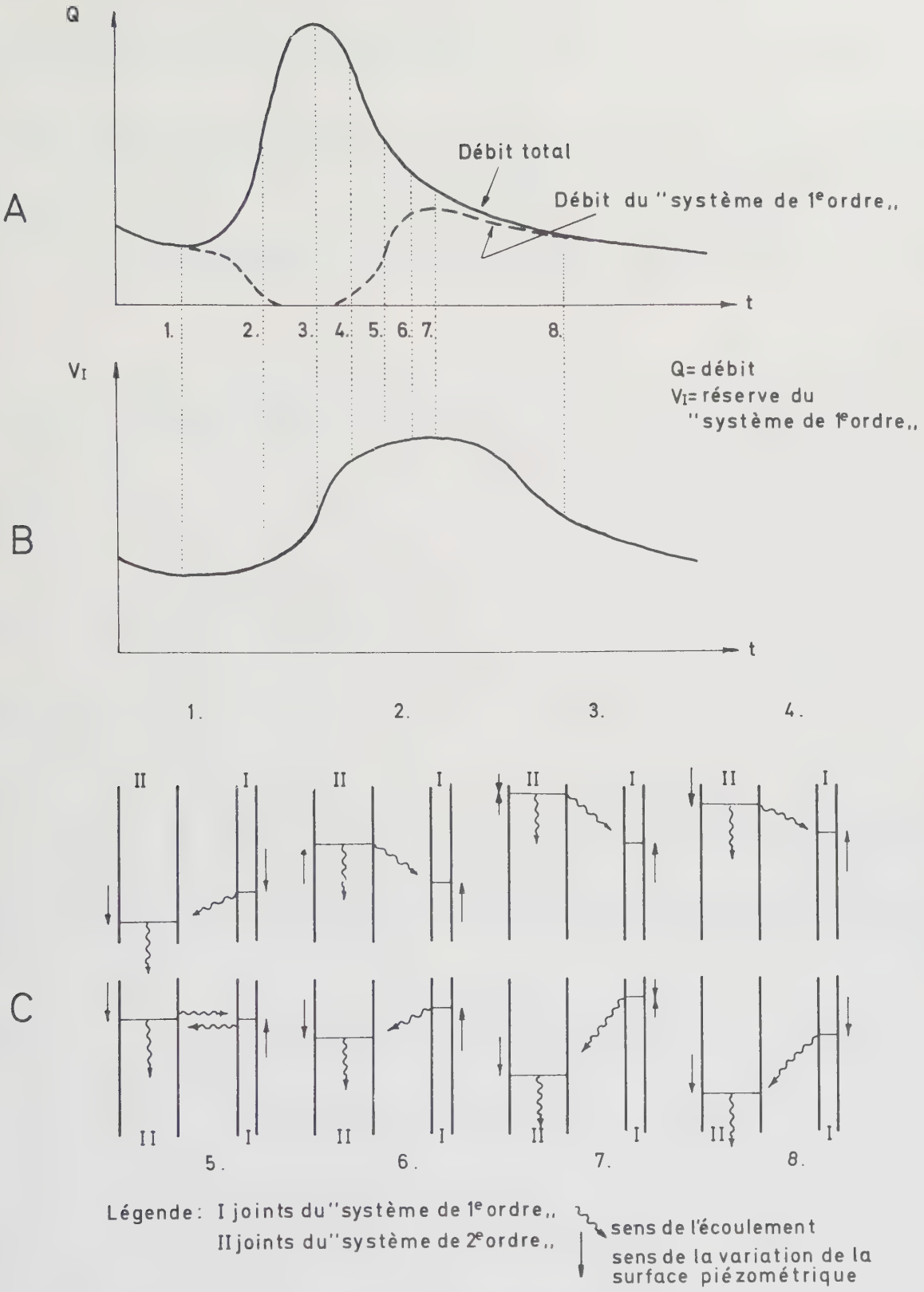


Fig. 4.-4 Schéma théorique du régime de l'écoulement souterrain.

2. La charge diminue dans les joints les plus ouverts, provoquant la décrue de la source. L'alimentation du système de ler ordre se poursuit à partir des fissures larges et par infiltration verticale diffuse; l'apport dû à ces deux types d'alimentation diminue, sans que l'on puisse préciser lequel devient le plus vite négligeable, ni à quel instant [1] (fig. 4.-4, phases 4 à 7).

3. Au moment où le gradient hydraulique entre les deux systèmes est inversé, les joints de 2e ordre fonctionnent comme un réseau de drains vis-à-vis des fissures moins ouvertes, dont le débit commande dès lors le régime du système d'écoulement (fig. 4.-4, phases 6 à 8).

4. Lorsque l'alimentation du système de ler ordre est devenue négligeable, le régime d'exutoire peut être qualifié de "non influencé"; ce stade est celui du tarissement (fig. 4.-4, phases 8 et 1).

3. Remarques finales.

1. Ce schéma théorique n'est pas en contradiction avec les observations réalisées en France par R. THEROND (notamment à la source karstique de Fontaine-L'Evêque, bassin du Verdon; communication personnelle), ni avec les crues brutales observées dans certaines cavités souterraines, comme la Luire (Vercors) (BOUIX et GIAUQUE, 1969).

2. Les relations hydrauliques mutuelles entre les deux classes de joints illustrées à la fig. 4.-4 sont analogues, en première approximation, aux relations entre un cours d'eau et sa nappe alluviale (CASTANY, 1963, p. 498-507). Ce schéma conduit à une analogie entre le régime d'un écoulement superficiel et celui d'un écoulement souterrain en roche fissurée; le système de 2e ordre est équivalent à un réseau de drainage superficiel, le système de ler ordre étant équivalent à une nappe en terrain à porosité d'interstices [2].

3. Aux paragraphes 1.4.2 et 1.4.3, le régime du système d'écoulement sera étudié respectivement en période de tarissement et de crue; cette étude a pour but d'examiner si les observations sont contradictoires avec le schéma théorique. Par contre, le régime de décrue (fig. 4.-4, phases 4 à 7) ne sera pas étudié quantitativement; il est le siège de phénomènes complexes (influence de l'apport dû à l'infiltration, et des joints de perméabilité intermédiaire). Ce point a été abordé par divers auteurs. SCHOELLER (1967 b) aborde l'étude de la vidange des réservoirs karstiques en considérant la diminution continue de la perméabilité moyenne de l'aquifère, et en admettant que le régime est réellement non influencé (influence de l'infiltration négligeable); MANGIN (1970) au contraire étudie quantitativement la fonction $q = f(t)$, où q = débit global d'infiltration.

---

1) A la fig. 4.-4, l'alimentation à partir des fissures larges devient négligeable à la phase 5 (inversion du gradient), et l'apport dû à l'infiltration s'annule à la phase 7.

2) Cette analogie implique l'hypothèse que les zones peu perméables entre les joints de 2e ordre ont une perméabilité homogène et isotrope; cette approximation est plus satisfaisante que celle représentée par l'hypothèse H 2.-2 (chapitre 2, paragraphe 5).

1.4.2. Régime en période de tarissement.

1.4.2.-1. Courbe de tarissement de la source.

Il existe une abondante littérature concernant l'analyse du tarissement des sources ou des cours d'eau superficiels. HALL (1968) a fait une revue des travaux consacrés à ce sujet, mentionnant les recherches faites non seulement dans les pays anglo-saxons, mais aussi dans d'autres pays, et notamment par les auteurs français.

Les deux équations qui sont utilisées le plus souvent par l'école française pour représenter la courbe de tarissement des cours d'eau et plus particulièrement des sources, sont les suivantes:

$$Q = Q_o \exp(-\alpha t) \qquad (4.-1)$$

$$Q = Q_o / (1+\alpha t)^2 \qquad (4.-2)$$

où Q = débit au temps t, Q_o = débit au temps $t_o = 0$,
α = constante, appelée coefficient de tarissement.

Ces équations, établies par BOUSSINESQ (1877, 1904; in HALL, op. cit.), constituent par ailleurs les deux solutions pour $n = 1$ et $n = 2$, de l'équation différentielle

$$dV/dt + KV^n = 0 \qquad (4.-3)$$

où V = volume d'eau emmagasiné (capacité d'emmagasinement, CASTANY, 1963),
K et n = constantes,

ainsi que l'ont montré COUTAGNE (1948) et SCHOELLER (1962), qui donnent des solutions de la relation (4.-3) pour diverses valeurs de n.

La loi exponentielle (4.-1) a été admise pour étudier la courbe de tarissement de la source de l'Areuse. Elle s'applique aux cas suivants:

- Ecoulement d'une source provenant de capacités profondes, et dans bien des cas, débit d'un bassin hydrographique à partir du moment où il n'est plus alimenté que par les réserves du sol, plus ou moins profondes (COUTAGNE, 1948, p. 419).

- Vidange d'une nappe captive en régime laminaire, ou d'une nappe libre si sa surface est peu modifiée au cours de la vidange (SCHOELLER, 1962, 1967 b).

- Vidange d'un réservoir à travers un bouchon poreux (ROCHE, 1963).

- VENETIS (1969) obtient également cette expression en résolvant l'équation différentielle régissant l'écoulement d'une nappe libre profonde.

Ces conditions ne sont pas en contradiction avec celles qui caractérisent le régime de tarissement du système étudié, décrites au paragraphe 1.4.1.

Les conditions climatiques particulières du bassin étudié sont responsables de la fréquence élevée des crues de l'exutoire, et par conséquent de la courte durée des périodes de régime non influencé; les manoeuvres de la vanne du lac des Taillères, qui ont lieu surtout par basses eaux, influencent fréquemment le régime de la source en période de tarissement.

Dans la période 1959-1969, 67 hydrogrammes se prolongeant au-delà de la décrue rapide ont néanmoins pu être sélectionnés; les critères de choix étaient:

1. L'hydrogramme ne présente aucune crue secondaire pendant les 10 premiers jours à partir du débit de pointe.

2. Cet intervalle de 10 jours ne présente pas deux jours successifs où des précipitations supérieures à 1 mm ont été observées (lame d'eau moyenne pour l'ensemble du bassin).

3. L'apport dû à la fonte de la neige est nul ou négligeable.

L'examen de ces hydrogrammes reportés sur papier semi-logarithmique montre qu'à partir d'une dizaine de jours, et pour des débits inférieurs à 1 - 2 m^3/s, ils tendent à s'aligner sur une même droite, correspondant à l'exponentielle

$$Q = Q_o \exp (- 0{,}026\, t) \qquad (4.-4)$$

où Q est exprimé en m^3/s, et t en jours.

Cette expression est admise comme la loi de vidange unique du bassin en régime non influencé. VENETIS (1969) montre qu'en l'absence d'alimentation un aquifère est caractérisé par une courbe de tarissement unique; les conditions initiales n'exercent une influence sensible que pendant un intervalle relativement court, un mois dans le cas le plus défavorable.

A la fig. 4.-5 sont représentées quatre des périodes ainsi sélectionnées; l'intervalle du 19.6 au 9.8 1964 (durée 51 jours) est le plus long qui ait été choisi.

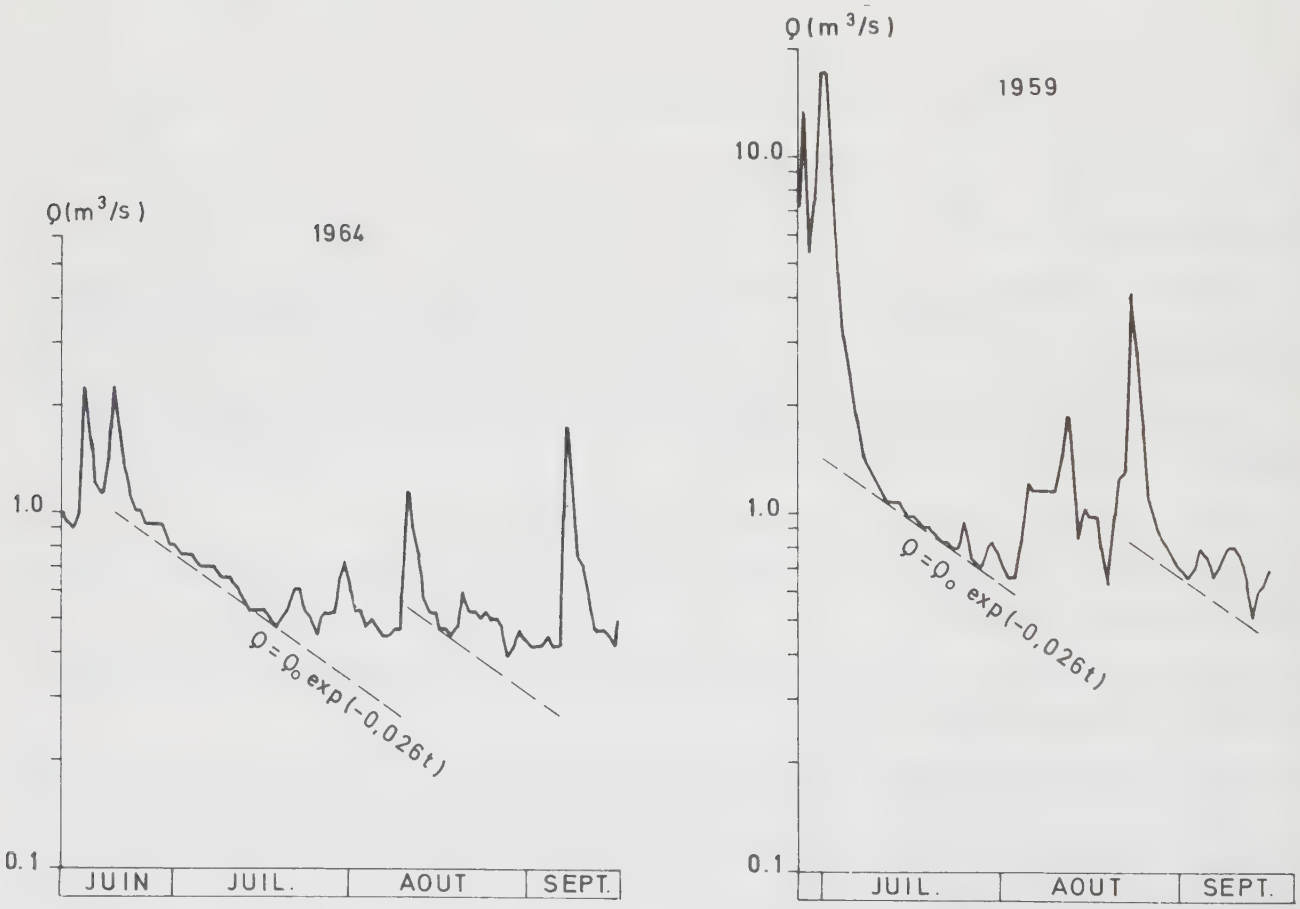


Fig. 4.-5 Hydrogrammes de tarissement.
Source de l'Areuse. (1959 et 1964).

1.4.2.-2. Variation du niveau piézométrique en période de tarissement.

Les caractéristiques du régime de la source sont la résultante des facteurs hydrologiques du bassin dans son ensemble; par contre, les variations du niveau piézométrique en un point du système dépendent essentiellement des conditions locales.

Sur les limnigrammes enregistrés aux piézomètres on distingue généralement, après une crue, un abaissement rapide du niveau auquel succède une décroissance plus lente. Ces courbes diffèrent cependant dans une large mesure d'un piézomètre à l'autre; elles sont souvent caractérisées par des points singuliers qui apparaissent pour une cote bien définie du niveau de l'eau, soit pendant la décrue rapide, soit en période de tarissement de l'exutoire, et que l'on admet être en relation avec l'hétérogénéité des propriétés physiques de l'aquifère.

A la fig. 4.-6 sont reproduits les enregistrements de niveau pour les quatre piézomètres de la vallée de La Brévine, pour un intervalle d'une vingtaine de jours à partir d'une crue; les points singuliers visibles sur certaines de ces courbes et soulignés par une ➘ ne sont pas en relation avec une alimentation extérieure.

Au Cachot, au Brouillet et aux Verrières, le niveau s'immobilise lorsqu'il s'est abaissé jusqu'à une altitude bien définie:

	h = cote à laquelle le niveau s'immobilise	cote atteinte n jours après une crue
Le Cachot	h = 1000,5 à 1000,8 m	n généralement $<$ 15 jours
Le Brouillet	h = 1008,7 m environ	n = 20 à 30 jours environ
Les Verrières [1]	h = 822 m environ	n généralement $<$ 5 jours

On peut admettre qu'au-dessous de la cote à laquelle le niveau de l'eau s'immobilise, la zone dans laquelle le piézomètre est implanté est imperméable, ou qu'elle est isolée du système d'écoulement "régional" par une limite imperméable.

Seuls les piézomètres de La Brévine et de La Clé-d'Or montrent une décroissance continuelle du niveau de l'eau en période non influencée (fig. 4.-7); cette décroissance présente également des points singuliers (paliers successifs). La courbe de la fig. 4.-7 a été reportée sur papier semi-logarithmique; pour cela, il était nécessaire de définir la cote zéro, altitude de l'exutoire, au-dessous de laquelle le niveau piézométrique ne peut pas s'abaisser; dans le cas particulier, il s'agit de l'altitude du seuil du Bois de l'Halle. Cette cote a été déterminée grâce aux deux hypothèses suivantes:

---

1) L'allure particulière du limnigramme enregistré aux Verrières a été soulignée plus haut (paragraphes 1.2.5 et 1.3.2); elle peut être examinée à la fig. 4.-3; trois autres piézomètres implantés dans les calcaires crétacés et situés dans d'autres bassins du Haut Jura neuchâtelois, à La Sagne (Miéville) et à La Côte-aux-Fées, ont permis de faire des observations semblables.

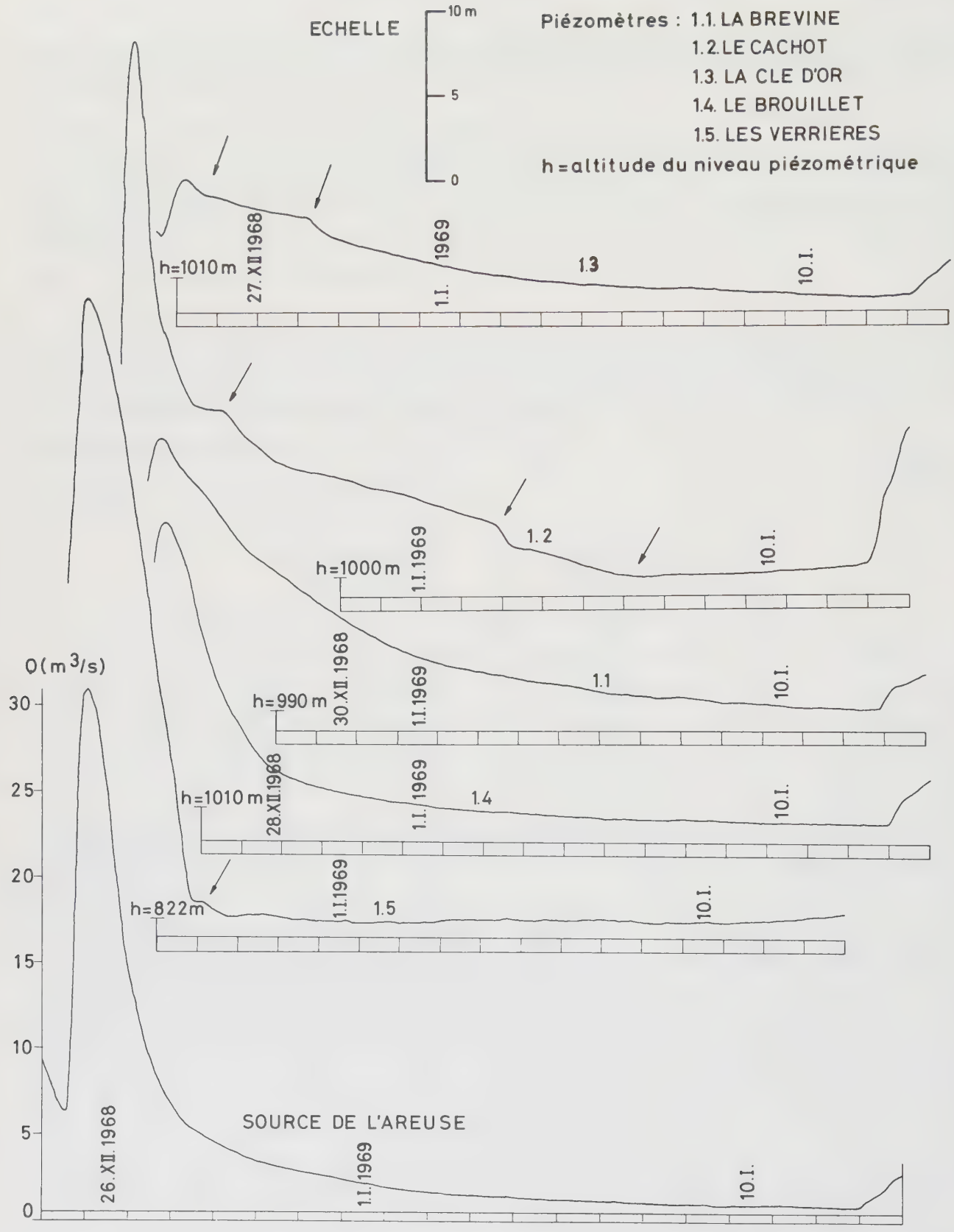


Fig. 4.-6 Abaissement naturel du niveau de l'eau dans les piézomètres pendant une décrue de la source. Les points singuliers en relation avec l'hétérogénéité des propriétés physiques de l'aquifère sont soulignés par une →.

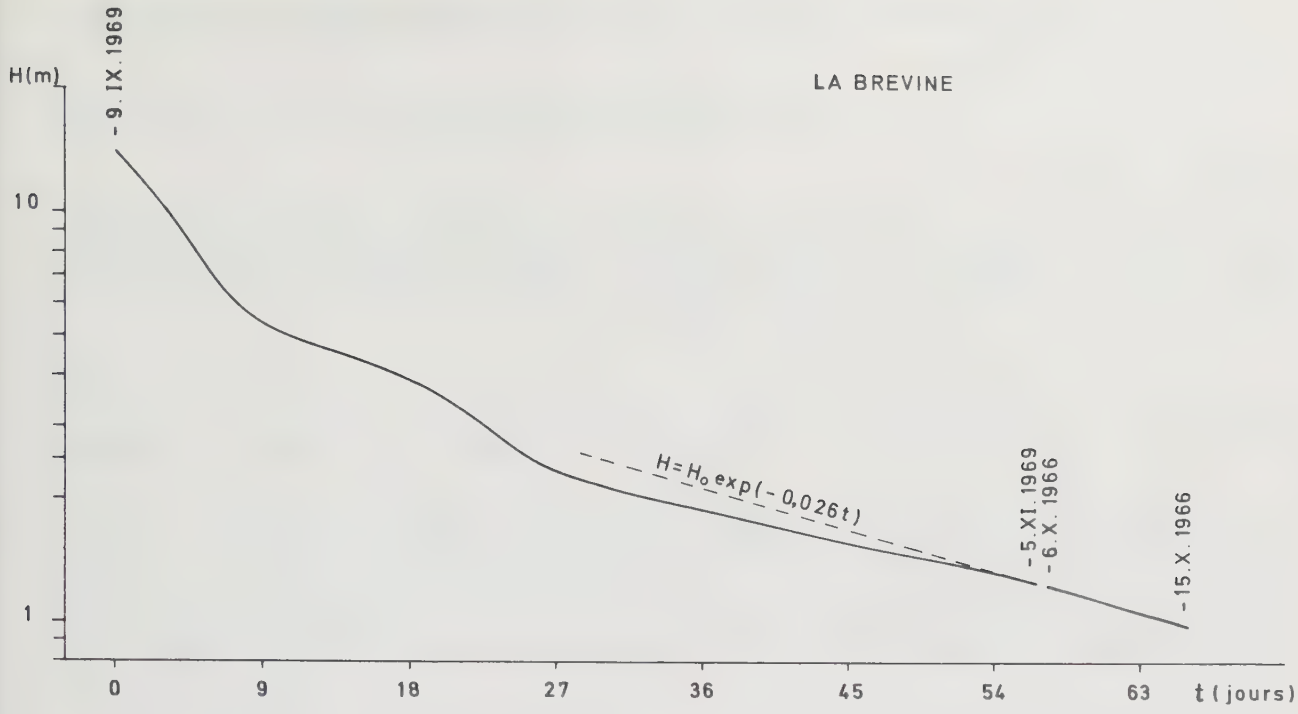


Fig. 4.-7 Abaissement naturel du niveau de l'eau dans le piézomètre de La Brévine lors d'une phase de tarissement de la source.

La cote de l'extuoire (H=0) est à une altitude de 986,5 m (seuil du Bois de l'Halle).

1. Le régime de tarissement du déversoir souterrain du Bois de l'Halle obéit à la même loi exponentielle (4.-4) que la source de l'Areuse.

2. Dans la dernière partie de la courbe, l'abaissement du niveau piézométrique observé à La Brévine satisfait également l'équation (4.-4).

La cote zéro a été déterminée par approximations succesives de manière à faire correspondre la dernière partie de la courbe à l'équation (4.-4); la valeur obtenue est de 986,5 m; celle qui figure sur la carte structurale de KIRALY (1969 b) est de 980 m environ (paragraphe 1.3).

La décroissance du niveau piézométrique en un point d'un aquifère dont les paramètres physiques (perméabilité de DARCY K, et porosité efficace M_e) sont homogènes (K homogène et isotrope) obéit, en régime non influencé, à la même loi que le tarissement de l'exutoire. Ces conditions homogènes ne sont pas réalisées dans le bassin étudié; la forme particulière des limnigrammes enregistrés aux piézomètres (fig. 4.-6 et 4.-7), qui dépend de l'hétérogénéité de K et de M_e, n'a pas été analysée pour chaque cas respectif. Cette question a cependant fait l'objet d'une étude particulière (SIMEONI et TRIPET, 1970), dans laquelle l'influence de quelques cas d'hétérogénéités de formes simples sur les fluctuations de la surface piézométrique a été mise en évidence expérimentalement; la technique utilisée est celle des modèles analogiques en papier conducteur; des courbes d'abaissement du niveau piézométrique de forme complexe, analogues à celles observées dans la réalité, ont été obtenues.

Les variations du niveau piézométrique en période de tarissement ne sont donc pas en contradiction avec la loi exponentielle (4.-4) admise pour la source.

1.4.2.-3. Conclusions au paragraphe 1.4.2.

1. Les hydrogrammes de la source tendent vers une courbe limite unique au-delà d'une dizaine de jours après une crue; ceci est également valable pour les limnigrammes observés à chaque piézomètre respectif. On peut donc supposer qu'après 10 jours, parfois 20, l'apport par l'infiltration verticale dans la zone non saturée est négligeable; la plus grande partie de la réserve, en période de tarissement, est donc localisée dans la zone noyée; la réserve emmagasinée dans la zone d'infiltration est probablement faible.

2. Admettre que le comportement du système de 1er ordre est analogue, à l'échelle du bassin, à celui d'une nappe à perméabilité d'interstices n'est pas en contradiction avec les observations, puisque le régime de tarissement du système d'écoulement obéit à une loi exponentielle.

1.4.3. Régime en période de crue.

1.4.3.-1. Courbe de décrue de la source.

Selon le schéma théorique exposé plus haut (paragraphe 1.4.1), le débit de la source en période de crue est constitué essentiellement par la vidange du système de 2e ordre (fig. 4.-4, phases 2 à 4).

Hypothèse: la courbe de décrue du système de 2e ordre obéit à la loi exprimée par l'équation (4.-2):

$$Q = \frac{Q_o}{(1 + \alpha t)^2}$$

Cette formule correspond à la vidange d'une nappe libre pour laquelle la hauteur d'écoulement au-dessous de l'exutoire est faible par rapport au niveau piézométrique mesuré au-dessus de l'exutoire (nappe peu profonde) (COUTAGNE, 1948; SCHOELLER, 1962); elle implique l'hypothèse généralement admise que le système de 2e ordre a son maximum de développement dans la zone de fluctuation de la surface piézométrique (GEZE, 1965; BEDINGER, 1966). Selon COUTAGNE (1948, p. 419), une telle décroissance est analogue à celle du débit d'un réservoir à l'air libre se vidant par un seuil, en admettant que la perte de charge est proportionnelle à la vitesse et non pas au carré de la vitesse.

L'influence relative des deux systèmes de joints pendant la décrue (fig. 4.-4, phases 4 à 8) n'étant pas connue quantitativement, il est impossible d'étudier d'une façon rigoureuse la décrue propre au système de 2e ordre. En faisant l'hypothèse que l'influence du système de ler ordre est négligeable pendant quelques jours après un débit de pointe de valeur élevée, on peut cependant donner une valeur numérique approximative au coefficient α de l'équation (4.-2).

L'équation (4.-2) peut s'écrire:

$$\frac{1}{\sqrt{Q}} = \frac{1}{\sqrt{Q_o}} + \frac{\alpha}{\sqrt{Q_o}}\ t$$

La valeur de $\mu = \frac{\alpha}{\sqrt{Q_o}}$ s'obtient donc aisément en étudiant la pente de la relation linéaire $\frac{1}{\sqrt{Q}} = f(t)$.

Pour 4 décrues [1] de débit de pointe $> 20\ m^3/s$, on obtient les paramètres suivants (Q en m^3/s, t en jours):

Date	Q_o (réel)	Q_o (théorique)	μ	$\alpha = \mu \cdot \sqrt{Q_o \text{ (théorique)}}$
4. 1.1960	33,8	89	0,089	0,84
10.11.1961	23,6	34,4	0,121	0,71
16.12.1962	36,8	178	0,143	1,91
2. 1.1967	34,6	64	0,089	0,71

Q_o (réel) = débit de pointe observé (t = 0)
Q_o (théorique) = débit tiré de la droite $\frac{1}{\sqrt{Q}} = f(t)$, pour t = 0

Remarques:

1. Lors du report graphique de $\frac{1}{\sqrt{Q}}$ en fonction de t (étudié jusqu'à t = 3 jours), les points s'alignent bien selon une droite, pour $t > 1$ jour.

---

1) Choisies parmi les 67 hydrogrammes sélectionnés pour l'étude du tarissement.

2. Trois valeurs de α sont groupées (0,7 - 0,8); cependant, comme on pouvait le prévoir, ce coefficient peut varier d'une décrue à l'autre; en effet, le régime de la décrue dépend des conditions d'alimentation, alors que le régime de tarissement est influencé par ce facteur d'une façon négligeable. Le nombre de décrues étudiées ne permet cependant pas de rechercher une relation entre α et un paramètre naturel.

1.4.3.-2. Relations entre débit Q et hauteur piézométrique H.

$$\text{Si} \quad Q = \frac{Q_o}{(1 + \alpha t)^2} \qquad (4.-2)$$

$$\text{alors} \quad H = \frac{H_o}{1 + \alpha t} \qquad (4.-5) \qquad \text{(COUTAGNE, 1948)}$$

$$\text{et} \quad Q = \frac{Q_o}{H_o^{\,2}} H^2 \qquad (4.-6)$$

où H = niveau piézométrique mesuré au-dessus de la cote de l'exutoire, et H_o = H au temps t = 0.

Pour un piézomètre en relation avec des joints du système de 2e ordre, l'équation (4.-6) doit s'appliquer en période de crue. De l'examen de la fig. 4.-4 c, on peut déduire que les fluctuations de H observées dans un piézomètre seront d'autant plus atténuées que la perméabilité des joints avec lesquels il est en relation est faible. Si ces variations atténuées de H sont à peu près proportionnelles à celles propres au système de 2e ordre, la fonction (4.-6) restera valable, mais le rapport $Q_o / H_o^{\,2}$ augmentera; si cette relation de proportionnalité n'est pas réalisée, la fonction (4.-6) ne sera pas vérifiée.

La relation (4.-6) a été étudiée pour les cinq piézomètres du bassin. Les résultats sont présentés au tableau 4.-6 et à la fig. 4.-8. L'étude a été réalisée de la manière suivante:

1. Hypothèse: le régime de décrue du débit au seuil du Bois de l'Halle obéit à la même loi que celui de la source de l'Areuse.

2. Choix des crues étudiées: le débit de pointe de la source doit être supérieur au double du débit précédant la crue.

3. Pour chaque crue considérée, on reporte sur du papier log-log le débit de pointe [1] en fonction de la hauteur piézométrique maximum [1] pour un piézomètre déterminé (à condition que le piézomètre en question ait été sensible à la crue). L'opération est répétée pour chaque piézomètre.

4. Les hauteurs piézométriques sont lues au-dessus de la cote de référence 986,5 m (altitude admise pour le seuil du Bois de l'Halle, voir paragraphe 1.4.2.-2). Pour les Verrières, la cote de référence est 793 m, altitude de la source (on admet qu'en période de crue, l'écoulement au voisinage du piézomètre des Verrières est en relation directe avec le système d'écoulement dans les calcaires du Malm).

---

1) Valeurs instantanées lues sur les enregistrements.

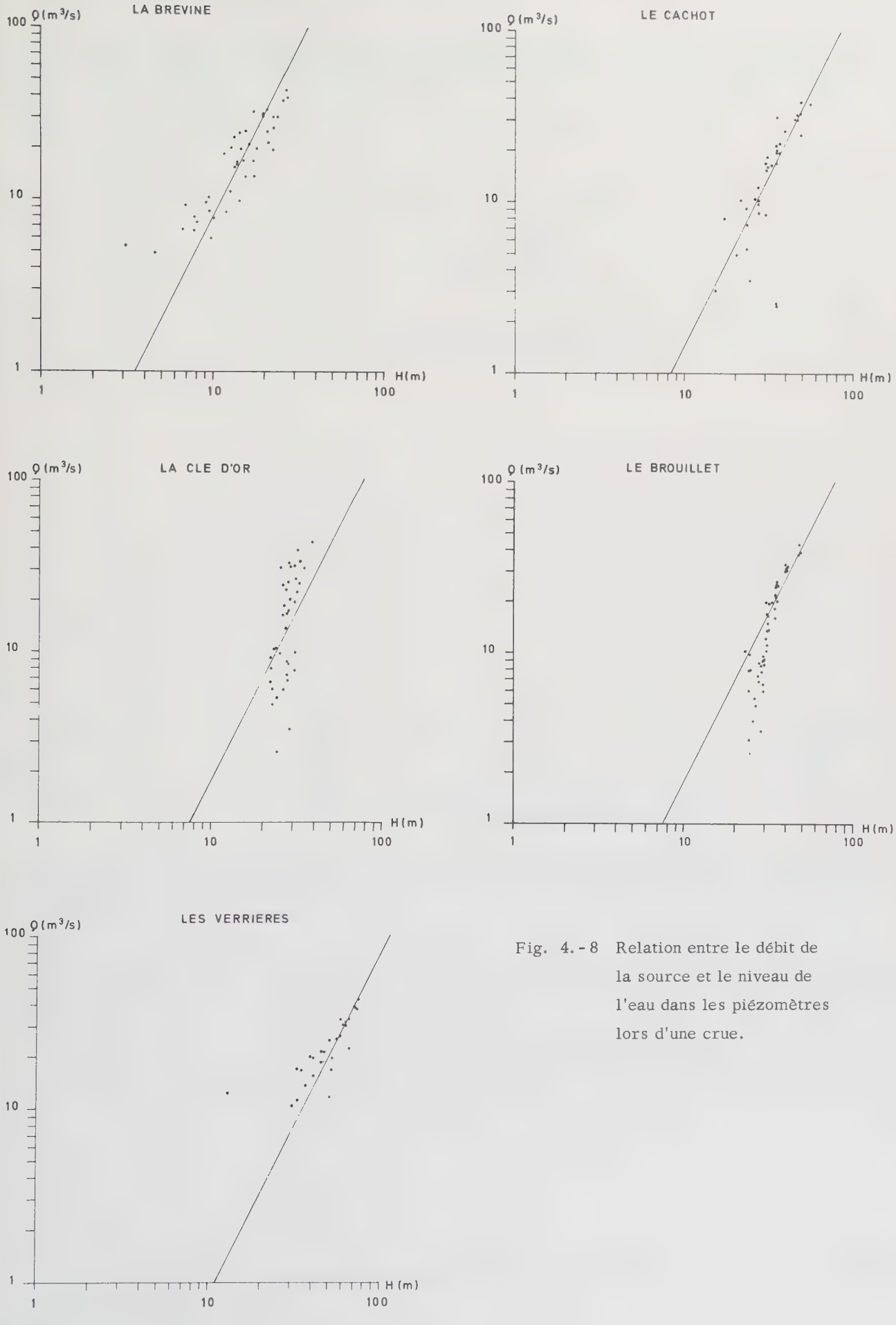


Fig. 4.-8 Relation entre le débit de la source et le niveau de l'eau dans les piézomètres lors d'une crue.

5. Une droite de la forme log Q = log a + 2 log H passant par les points du graphique est tracée par estimation.

6. Le coefficient de corrélation est calculé selon la formule donnée par SPIEGEL (1961):

$$r = \sqrt{1 - \frac{S^2_{y \cdot x}}{S^2_y}} \qquad (4.-7)$$

où r = coefficient de corrélation

Sy = écart type sur y

$$S_{y \cdot x} = \sqrt{\frac{\sum (y - y_{est})^2}{N}} = \text{erreur standard d'estimation} \qquad (4.-8)$$

N = nombre de paires de valeurs

y est représenté par Q (m^3/s), et x par H (m).

Tableau 4.-6 Paramètres concernant la relation entre Q et H

Piézomètre	r	$S_{y \cdot x}$ (m^3/s)	N	$a = \frac{Q_o}{H_o^2}$
La Brévine	0,571	8,54	44	0,080
Le Cachot	0,910	4,14	37	0,015
La Clé-d'Or	0,581	8,99	39	0,018
Le Brouillet	0,937	2,88	22 [1)]	0,018
Les Verrières	0,829	5,09	28	0,008

On constate qu'il existe une relation entre Q et H^2. Cette étude ne constitue cependant pas une méthode de mesure de la perméabilité de l'aquifère. Le paramètre $a = \frac{Q_o}{H_o^2}$, fonction de l'inverse de la perméabilité, est aussi fonction de l'inverse de la distance par rapport à l'exutoire; ceci apparaît au tableau 4.-6. Le coefficient de corrélation, lié à la manière dont la relation (4.-6) s'applique aux joints représentés localement, dépend également des conditions locales d'alimentation; l'influence des conditions d'alimentation sur les variations du niveau de l'eau peut en effet se manifester différemment d'une région à l'autre du système.

L'examen des relations entre Q et H en période de crue met cependant en évidence le contraste entre ce régime (Q proportionnel à H^2) et celui de la phase de tarissement (Q proportionnel à H).

1) Seuls les points pour lesquels $H > 31$ m ont été considérés.

1.4.3.-3. Conclusions au paragraphe 1.4.3.

L'examen des crues permet de constater qu'elles se produisent à peu près simultanément à la source et à chaque piézomètre; le déphasage, qui ne va pas toujours dans le même sens, est le plus souvent inférieur à 12 heures. Par contre, une crue se manifeste en général environ 1 jour après l'averse. On peut tirer de ces observations les conclusions suivantes:

1. Le caractère simultané des crues observées dans les piézomètres et à la source indique que la transmission des pressions dans le système de 2e ordre est très rapide; ce phénomène ainsi que le caractère brutal des décrues de la source indiquent que la réserve de 2e ordre est selon toute vraisemblance située en zone noyée; l'apport différé par infiltration verticale décroît rapidement après la crue.

2. Cette transmission rapide des pressions se produit d'une manière analogue dans un réservoir de surface (LINSLEY et al., 1949, p. 486). Cette remarque, ainsi que la validité de l'équation (4.-2) pour représenter le régime en période de crue, sont en accord avec l'analogie proposée entre le système de 2e ordre et un réseau de drainage superficiel.

1.4.4. Conclusions à l'étude du régime de l'écoulement souterrain.

1. Dans l'étude du régime de l'écoulement souterrain, il n'est pas apparu de contradictions entre les observations et le schéma théorique de l'écoulement souterrain.

2. Il n'est pas apparu de contradiction avec l'hypothèse de l'existence du seuil du Bois de l'Halle; l'altitude admise pour ce déversoir souterrain est de 986,5 m.

3. L'étude du régime de l'écoulement souterrain laisse présumer que la réserve est située en zone noyée, et que le volume d'eau emmagasiné dans la zone d'infiltration est relativement faible.

4. L'étude des fluctuations de la surface piézométrique a permis de mettre en évidence l'effet de l'hétérogénéité des propriétés physiques de l'aquifère (fig. 4.-6 et 4.-7). En raison de la multiplicité des formes d'hétérogénéités possibles, l'interprétation des limnigrammes observés ne peut cependant pas, à notre connaissance, constituer une méthode de détermination du champ des perméabilités.

5. Pour obtenir des données sur le champ des potentiels hydrauliques et des perméabilités, il serait important de mesurer la valeur ponctuelle du potentiel hydraulique dans les puits et piézomètres, à diverses profondeurs (paragraphe 1.2.4).

6. Les conclusions du paragraphe 1.4.2. montrent qu'il est possible de simuler le régime du système de ler ordre par un modèle électrique RC; par contre, celui-ci ne sera pas valable pour étudier le régime des joints les plus perméables.

7. Le schéma théorique de l'écoulement souterrain autorise à analyser le débit de la source par des méthodes d'hydrologie de surface (paragraphe 2).

1.5. Relations entre le débit de la source et les facteurs météorologiques.

Après l'étude du régime de l'écoulement souterrain et des relations entre la hauteur piézométrique en différents points du bassin et le débit à l'exutoire, l'influence de l'alimentation sur le système d'écoulement sera esquissée: 1. Par la présentation de quelques paramètres du cycle hydrologique sous forme de graphiques synoptiques; 2. Par l'étude d'une relation empirique entre le débit de crue de la source et quatre paramètres de l'alimentation.

1.5.1. Représentation synoptique de quelques paramètres du sycle hydrologique.

Ces paramètres, représentés aux fig. 4.-9.1 et 4.-9.2, sont les suivants:

1. Pression barométrique à La Chaux-de-Fonds (moyennes journalières observées à la station météorologique de l'I.S.M.).

2. Précipitations. 1959-1963: lame d'eau moyenne journalière tombée sur le bassin, calculée de la même manière que les valeurs du tableau 3.-4. 1964-1969: précipitations journalières observées à la station pluviométrique I.S.M. du Locle.

3. Indice de saturation, calculé par la formule utilisée par CHIDLEY (1969):

$$(API)_{t+1} = 0{,}9\ (API)_t + P_t \qquad (4.-9)$$

Valeur initiale:

$$(API)_o = \frac{P_1}{1} + \frac{P_2}{2} + \ldots + \frac{P_n}{n} + \ldots + \frac{P_{30}}{30}$$

où $(API)_t$ = indice de saturation du jour t

P_t = précipitations du jour t

P_n = précipitations n jours avant le jour zéro.

Valeur utilisée pour P: lame d'eau moyenne tombée sur le bassin.

4. Niveau piézométrique à La Brévine (identique à fig. 4.-3).

5. Débit de la source de l'Areuse, reporté d'après un graphique dessiné par une calculatrice IBM 1130 (chapitre 3, paragraphe 2.3).

6. Température de l'eau mesurée à la source de l'Areuse, au moyen d'un thermomètre gradué en $1/10^{o}$ C.

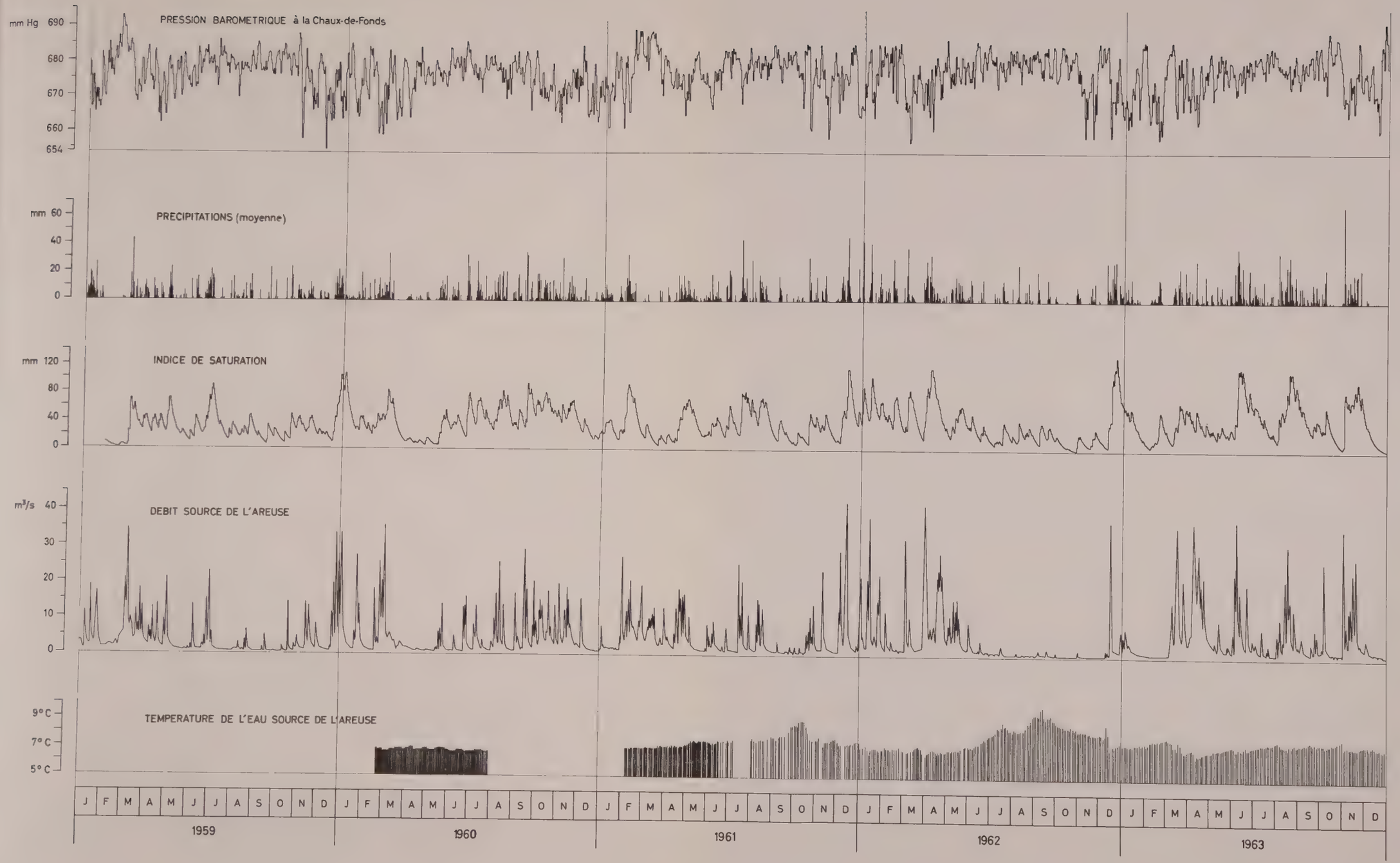


Fig. 4.-9.1 Représentation synoptique de quelques paramètres du cycle hydrologique.

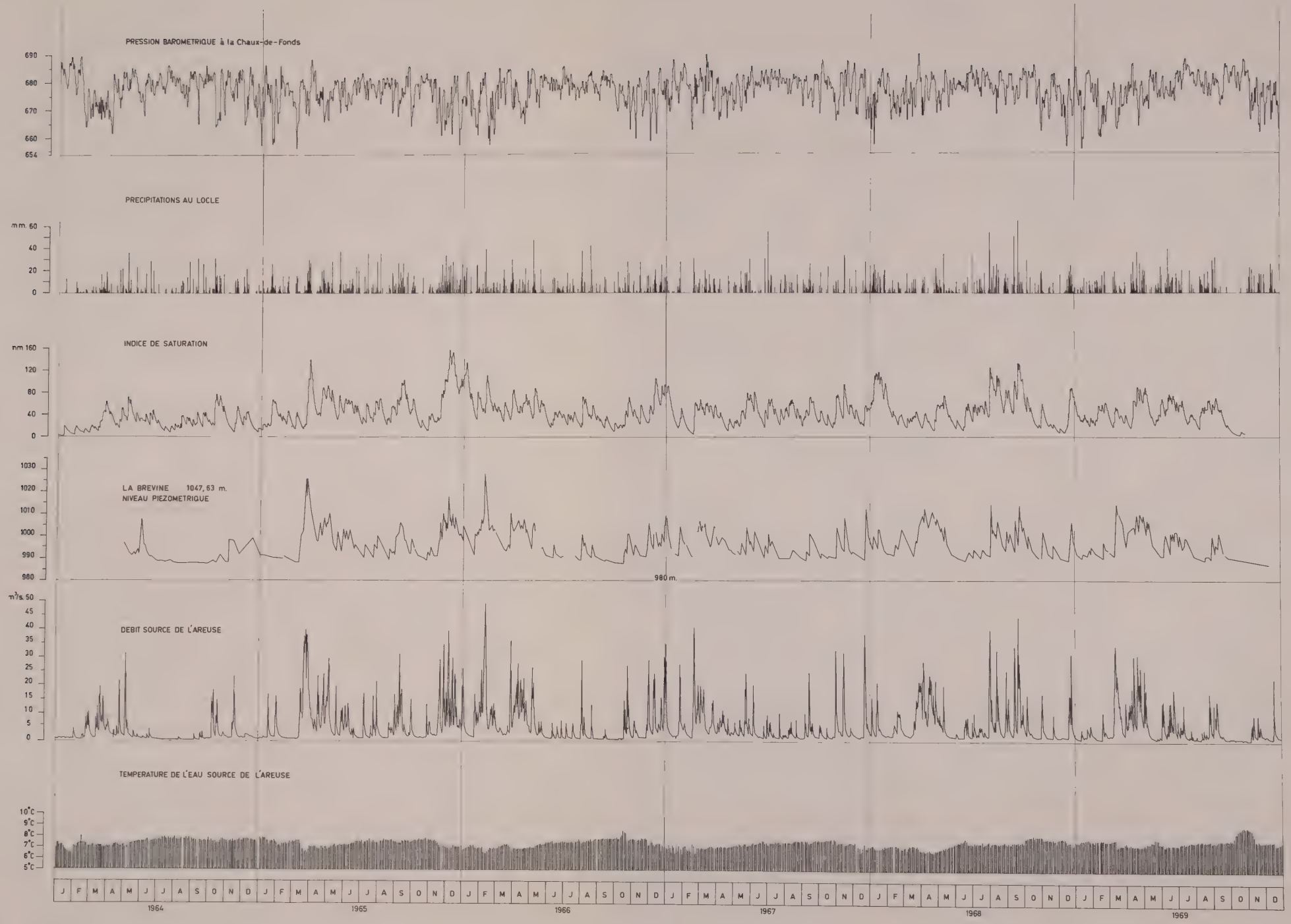


Fig. 4.-9.2 Représentation synoptique de quelques paramètres du cycle hydrologique.

1.5.2. Etude d'une relation empirique.

Après plusieurs essais, la fonction suivante a été prise en considération:

$$Q = f\ (P_{t-1}\ ,\ P_{t-2}\ ,\ N\ ,\ API_{t-2}) \qquad (4.-10)$$

où Q = débit de pointe d'une crue (m^3/s), P_{t-1} et P_{t-2} = lame d'eau moyenne tombée sur le bassin respectivement 1 et 2 jours avant la crue (mm), N = numéro d'ordre de la semaine (N = 1 du 1 au 7 janvier), API_{t-2} = indice de saturation pour le 2e jour avant la crue (mm).

Cette relation a été établie au moyen d'un procédé graphique décrit par EZEKIEL (LINSLEY et al, 1949, p. 645); les courbes représentées aux fig. 4.-10.1 à 4.-10.4, ont été obtenues par deux approximations successives (courbes empiriques déterminées par moyennes de groupes de points). Pour déterminer Q à partir des quatre variables indépendantes, on lit $y = f\ (P_{t-1})$ (valeur provisoire de Q) sur la fig. 4.-10.1, puis $\Delta y = f\ (P_{t-2})$, $\Delta y = f\ (N)$, $\Delta y = f\ (API_{t-2})$ sur les fig. 4.-10.2 à 4.-10.4; la somme des quatre termes donne la valeur définitive de Q.

La fonction (4.-10) a été établie pour des périodes sans variation de la réserve nivale; le coefficient de corrélation est le suivant:

$$r = 0{,}893 \qquad (4.-7)$$

Erreur standard s'estimation:

$$S_{y \cdot x} = 4{,}14\ m^3/s \qquad (4.-8)$$

Nombre de groupes de valeurs:

$$N = 235$$

Le coefficient de corrélation pourrait être sensiblement amélioré en tenant compte d'une 5e variable: la répartition spatiale des précipitations; ceci pourrait être réalisé d'une façon simple en éliminant des cas étudiés les données provenant d'averses très localisées, qui sont représentées aux fig. 4.-10.1 à 4.-10.4 par les points montrant le plus grand écart par rapport à la moyenne.

Les relations des fig. 4.-10.1 à 4.-10.4 ont été utilisées pour calculer le débit de pointe pour des périodes de variation de la réserve nivale. Ceci oblige à recalculer P et API en tenant compte de la lame d'eau libérée ou prélevée quotidiennement respectivement par la fonte ou l'accumulation de la neige. L'équivalent en eau de la couche de neige n'étant calculé qu'une fois tous les 10 jours, on obtient les valeurs quotidiennes par interpolation; cette opération ne donne pas des résultats très satisfaisants.

La relation (4.-10) appliquée à 52 crues en période de variation de la réserve nivale conduit au coefficient de corrélation suivant:

$$r = 0{,}674 \qquad (4.-7)$$

Erreur standard d'estimation:

$$S_{y \cdot x} = 5{,}61\ m^3/s \qquad (4.-8)$$

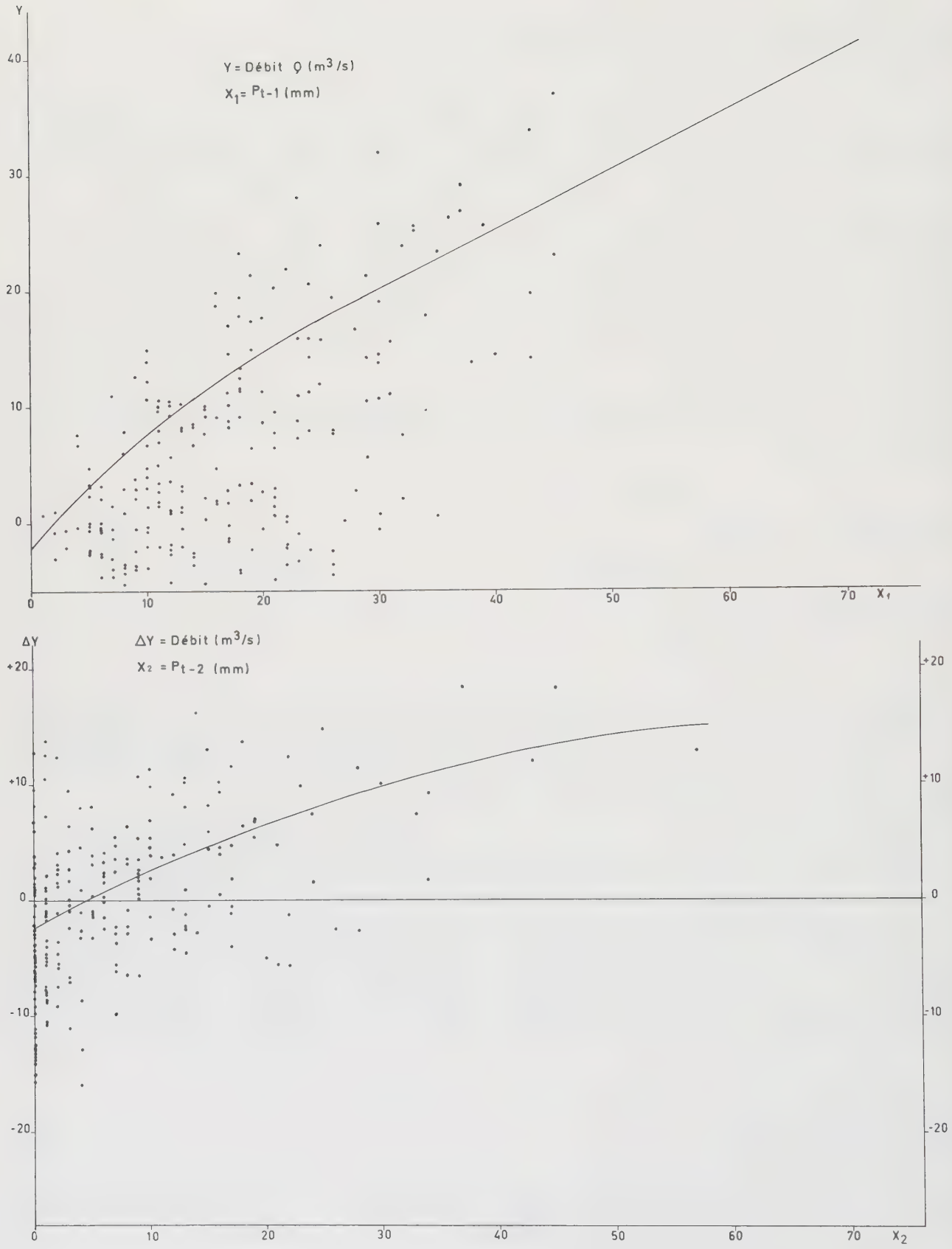
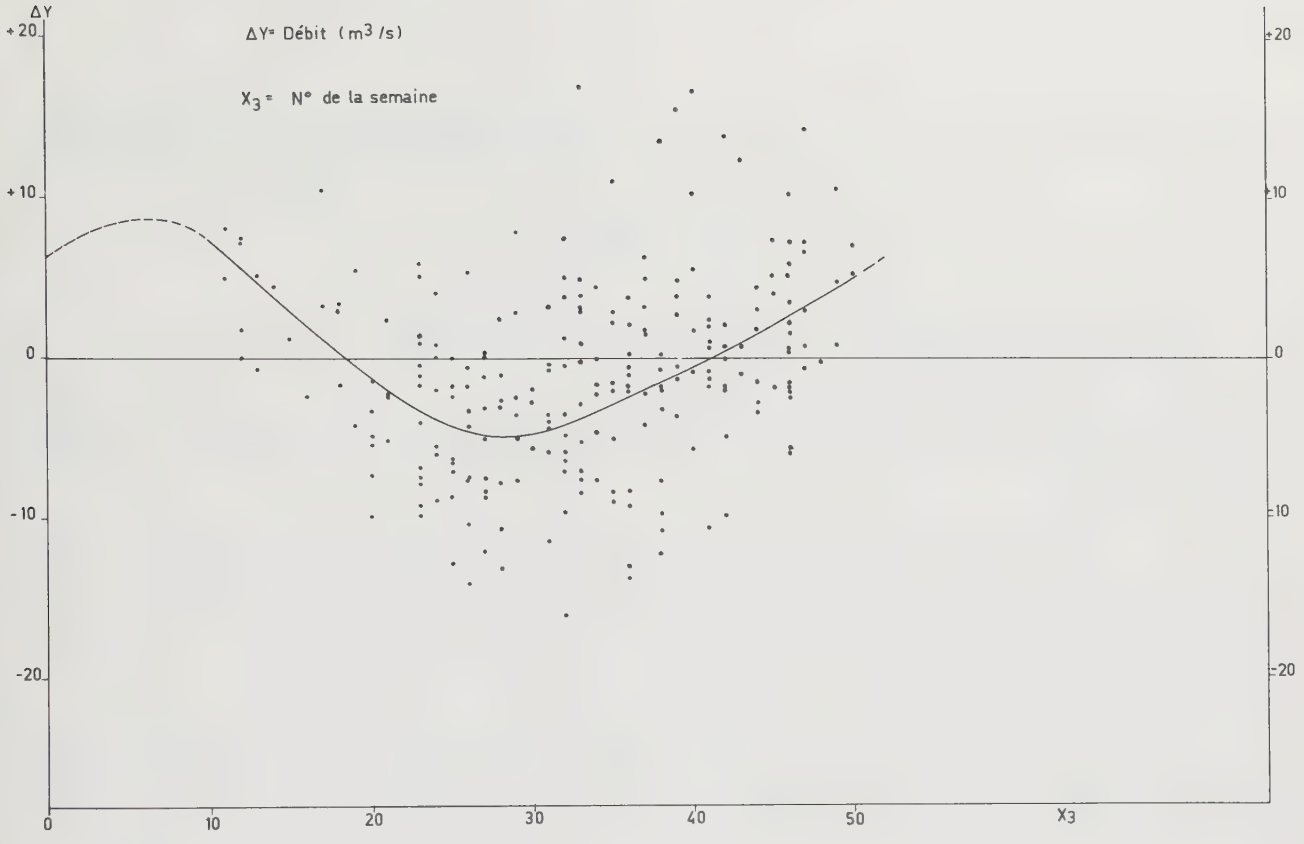


Fig. 4. - 10. 1 et 4. - 10. 2 Relations entre le débit de crue de la source et les facteurs météorologiques.



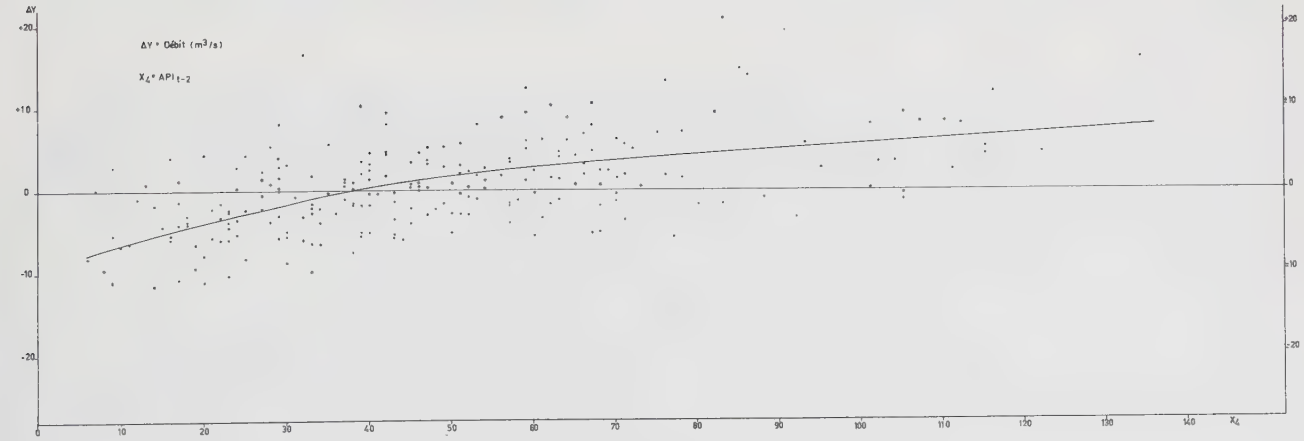


Fig. 4.-10.3 et 4.-10.4 Relations entre le débit de crue de la source et les facteurs météorologiques.

2. ANALYSE DU REGIME DE LA SOURCE

2.1. Méthode analytique.

Le schéma théorique de l'écoulement souterrain permet de proposer une analogie entre son régime et celui d'un système de drainage superficiel; dans le cadre de cette analogie, on a les équivalences suivantes :

système de 2e ordre ≡ réseau de drainage superficiel
système de 1er ordre ≡ nappe en terrain à porosité d'interstices

débit du système de 2e ordre ≡ écoulement direct (ou ruissellement)
débit du système de 1er ordre ≡ débit de base

Les relations hydrauliques entre l'ensemble des joints de 1er et de 2e ordres peuvent donc être décrites, en première approximation, de la même manière que les relations entre un cours d'eau superficiel et sa nappe alluviale (paragraphe 1.4).

Grâce à cette similitude, une analyse du régime de la source a été entreprise par une méthode d'hydrologie de surface. La méthode, décrite par SITTNER et al. (1969), permet de calculer la valeur du débit de base G_2 au temps t_2, en fonction de G_1 au temps t_1, et de Q_1 et Q_2, débit total respectivement pour t_1 et t_2. Cette méthode est établie de la façon suivante :

1. On part de l'hypothèse qu'il existe une relation entre le débit de base et le ruissellement. Dans le cas présent, cette hypothèse est en accord avec le schéma théorique cité plus haut, qui implique une relation hydraulique entre les systèmes de 1er et de 2e ordres.

2. Le débit de base représentant la décharge des eaux souterraines, on peut introduire la notion de recharge des eaux souterraines ("inflow to ground water"). Il existe également une relation entre recharge des eaux souterraines I, et ruissellement Q - G; on peut poser en première approximation :

$$I = Z\,(Q - G) \qquad (4.-11)$$

Z, rapport entre la valeur instantanée de I et de Q - G, peut être constant ou variable; il sera déterminé empiriquement.

3. Lorsque Z est connu, il est possible de calculer l'hydrogramme relatif au débit I, grâce à l'équation (4.-11). Cet hydrogramme, traité par une méthode de calcul de la propagation des crues, permet d'obtenir l'hydrogramme du débit de base. Cette transformation est obtenue par la méthode de MUSKINGUM (LINSLEY et al., 1949, p. 502-503). SITTNER et al. (op. cit.) donnent, finalement :

$$G_2 = \frac{(Z)\,(C_o)\,(Q_1 + Q_2) + (G_1)\,(C_2 - Z\,C_o)}{(1 + Z\,C_o)} \qquad (4.-12)$$

où

$$C_o = \frac{0{,}5\,(t_2 - t_1)}{K + 0{,}5\,(t_2 - t_1)}$$

$$C_2 = \frac{K - 0{,}5\,(t_2 - t_1)}{K + 0{,}5\,(t_2 - t_1)}$$

et, dans le cas où le tarissement du débit de base obéit à la loi exponentielle $G = G_o e^{-\alpha t}$:

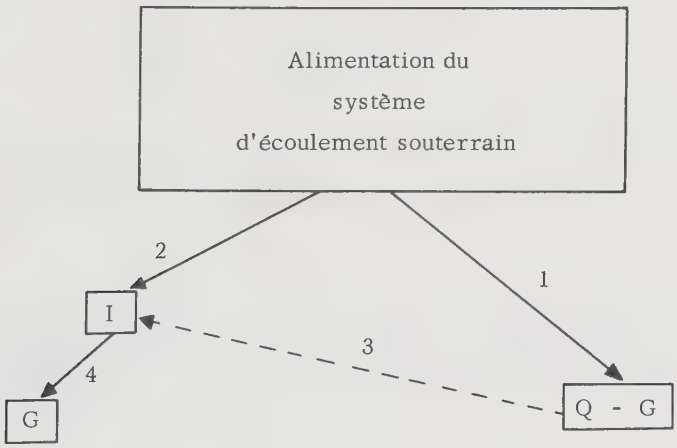
$$K = \frac{1}{\alpha}$$

Cette formule permet, pour un pas de temps donné $t_2 - t_1$, de déduire de proche en proche l'hydrogramme du débit de base à partir de l'hydrogramme relatif à I.

Rappelons que dans le cas présent, I est le débit d'alimentation du système de ler ordre, alors que G représente la décharge de ce système.

L'équation (4.-12) comprend une simplification de la méthode de MUSKINGUM, impliquant l'hypothèse suivante: l'emmagasinement dans le système est fonction de la décharge G uniquement, et ne dépend pas de I. Ce postulat peut être accepté dans le cas présent, si l'on admet que le système de ler ordre est rechargé simultanément en de nombreux points par un ensemble de larges fissures suffisamment ramifiées; ainsi, la crue dans le système de ler ordre ne se propage pas comme une onde, mais se produit en chaque point d'une façon à peu près synchrone ("reservoir action" de LINSLEY et al., op. cit., p. 486-487).

Dans le cas présent, le principe de cette méthode peut être illustré par l'organigramme suivant:



1. Ecoulement dans le système de 2e ordre
2. Recharge du système de ler ordre, selon le schéma proposé au paragraphe 1.4.1
3. Relation (4.-11)
4. Ecoulement dans le système de ler ordre et relation (4.-12)

2.2. Détermination de Z.

2.2.1. Relation entre le débit de pointe des systèmes de ler et 2e ordres

Afin de mettre en évidence l'existence d'une relation entre l'écoulement dans le système de 2e ordre et la recharge des eaux souterraines, la fonction $\Delta Q_I = f(Q)$ a été étudiée, où Q = débit de pointe d'une crue, et ΔQ_I = gain de débit propre aux fissures de ler ordre, dû à la crue (fig. 4.-11).

Hypothèses:

H 4.-2. Le débit de pointe est attribué dans sa totalité au système de 2e ordre, conformément au schéma théorique de l'écoulement.

H 4.-3. La recharge du système de ler ordre est accomplie au moment de la pointe du débit total; cette hypothèse n'est pas conforme au modèle théorique, il est cependant utile de l'introduire en première approximation.

Les crues considérées étaient isolées ou groupées par 2 ou par 3, chaque crue ou groupe de crues étant précédé et suivi d'un état voisin du tarissement; on obtient la relation suivante:

$$\Delta Q_I = 0{,}116 + 0{,}0138\, Q$$

Nombre de paires de données: 68

Coefficient de corrélation: $r = 0{,}835$

2.2.2. Détermination de Z, lère approximation.

$I = f\,(Q - G)$ (4.-11) est déterminé, en première approximation, par l'analyse d'un certain nombre de crues isolées ou groupées par 2 ou par 3, chaque crue ou groupe de crues étant précédé et suivi d'un état de tarissement. Cette étude comprend trois étapes:

1. Implique les hypothèses H 4.-2 et H 4.-3. On calcule ΔV_I et V_{II} sur les hydrogrammes sélectionnés, où ΔV_I = volume emmagasiné lors de la crue par le système de ler ordre, et restitué à l'exutoire lors de la décrue et du tarissement, et V_{II} = volume évacué lors de la crue et de la décrue par le système de 2e ordre. Ceci est illustré à la fig. 4.-11.

37 crues ou groupes de crues ont été ainsi étudiés. Les valeurs de ΔV_I ont été reportées en fonction de V_{II} à la fig. 4.-12. La relation entre ces deux facteurs, qui n'est pas linéaire, a été déterminée par calcul des moyennes de groupes de points.

On obtient: 1. Pour $X < 3{,}0 \cdot 10^6\ m^3$:

Coefficient de corrélation: $r = 0{,}71$ (4.-7)

Erreur standard d'estimation: $S_{y \cdot x} = 0{,}34 \cdot 10^6\ m^3$ (4.-8)

Nombre de paires de valeurs: $N = 28$

2. Pour $X > 3{,}0 \cdot 10^6\ m^3$:

y = constante $= 1{,}8 \cdot 10^6\ m^3$

$S_{y \cdot x} = 0{,}39 \cdot 10^6\ m^3$ (4.-8)

$N = 9$

2. En deuxième approximation, on remplace l'hypothèse H 4.-3 par H 4.-4 et H 4.-5:

H 4.-4. La recharge du système de ler ordre est réalisée pendant tout l'intervalle de temps où $Q - G \neq 0$.

H 4.-5. $Z = I / (Q - G)$ est constant pendant cet intervalle.

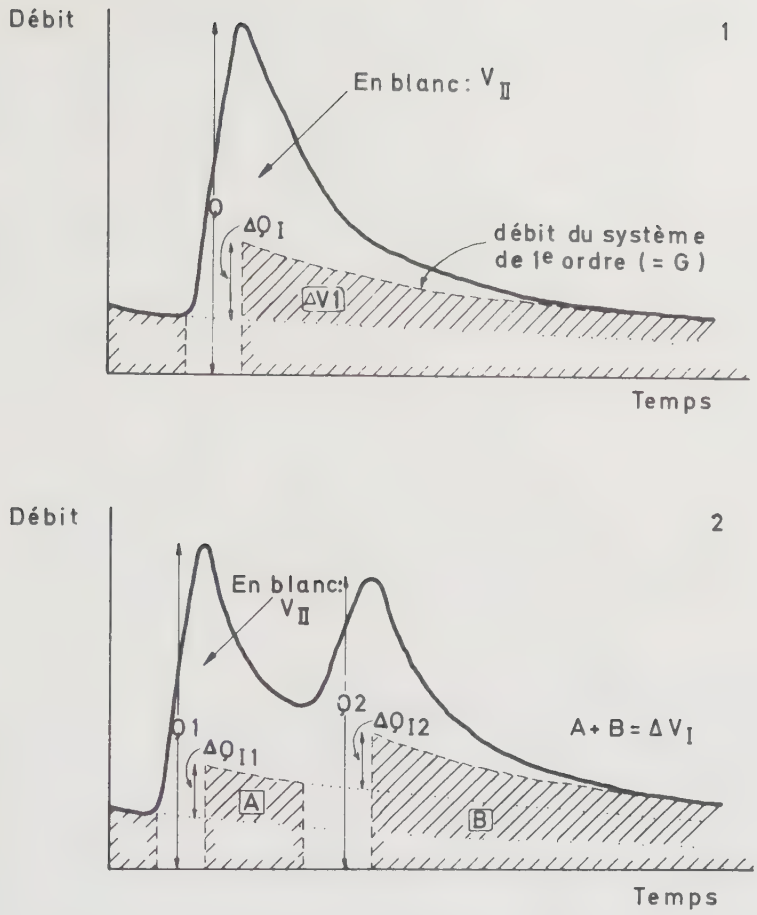


Fig. 4.-11 Analyse du régime de la source. Décomposition simplifiée de l'hydrogramme pour la détermination de $\Delta Q_I = f(Q)$ et de $\Delta V_I = f(V_{II})$.
1. Crue isolée.
2. Deux crues rapprochées.

Ceci permet de poser:

$$\frac{\Delta V_I}{V_{II}} = \frac{I}{Q - G} = Z$$

3. $\Delta V_I = f(V_{II})$ n'étant pas linéaire, Z n'est pas constant. Comme l'ont fait SITTNER et al. (1969, p. 1013), nous avons recherché une relation entre Z et le débit total Q. Ceci a été réalisé grâce aux données recueillies sous chiffre 1; les valeurs de $Z = \frac{\Delta V_I}{V_{II}}$ étant des moyennes valables pour chaque crue respective, il fallait définir pour Q des valeurs moyennes s'appliquant au même intervalle de temps. Pour chaque crue, la valeur de Q considérée, notée Q_{mc}, est le débit moyen journalier pendant l'intervalle où $Q - G \neq 0$.

Le report graphique de $\frac{\Delta V_I}{V_{II}}$ en fonction de Q_{mc} constitue la première approximation de $Z = f(Q)$.

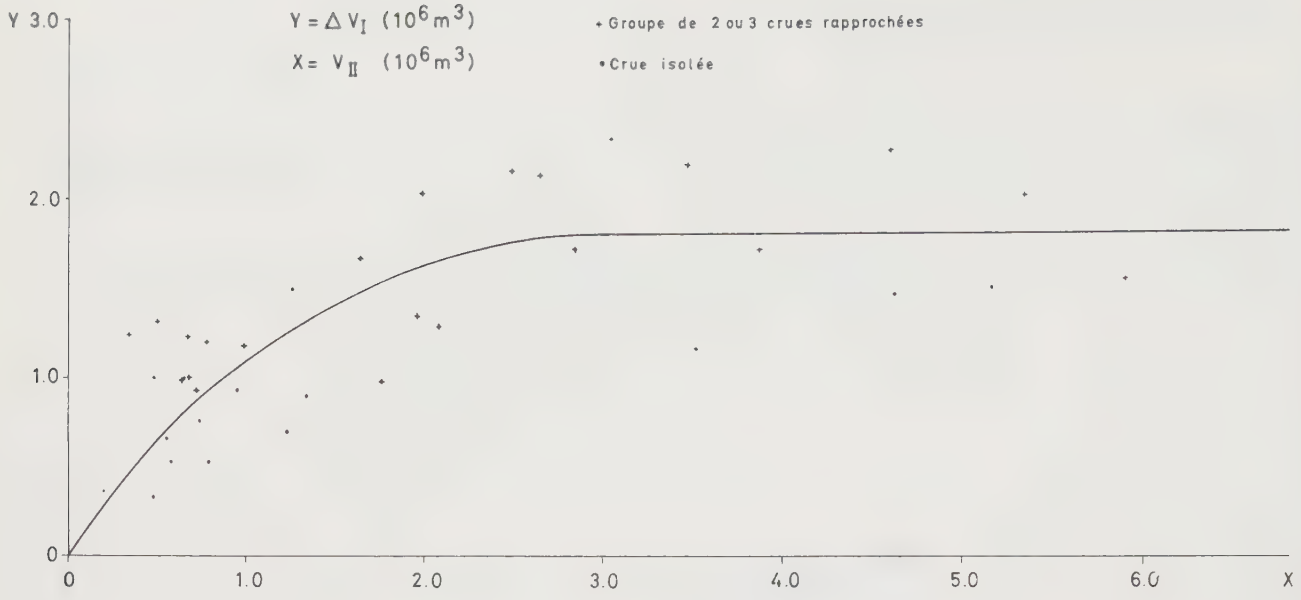


Fig. 4.-12 Analyse du régime de la source.
Etude de la recharge du système de 1er ordre: $\Delta V_I = f(V_{II})$.

2.2.3. Ajustement de la fonction Z.

La fonction Z a été ajustée par approximations successives à partir des valeurs citées ci-dessus; ces approximations ont consisté à calculer l'hydrogramme relatif à G au moyen de l'équation (4.-12), pour des périodes de plusieurs mois, et en admettant diverses valeurs de la fonction. Celle-ci a été modifiée jusqu'à ce que l'hydrogramme relatif à G soit aussi voisin que possible de la courbe des débits totaux, sans la dépasser.

La relation suivante, représentée à la fig. 4.-13, a finalement été admise:

$$\text{Si } Q < 3{,}5 \text{ m}^3/\text{s} \longrightarrow Z = 2{,}69 - 0{,}7\ Q \qquad (4.-13)$$

$$\text{Si } Q > 3{,}5 \text{ m}^3/\text{s} \longrightarrow Z = 0{,}25 \qquad (4.-14)$$

Remarquons que ces résultats sont analogues à ceux obtenus par SITTNER et al. (op. cit., p. 1013).

2.3. Calcul de l'hydrogramme relatif à G.

L'hydrogramme relatif à G a été calculé, grâce aux équations (4.-12), (4.-13) et (4.-14), pour la période 1959-1969. G = f (t) a été reporté sur les graphiques du débit moyen journalier de la source, pour toute la période d'observation (fig. 4.-14.1 et 4.-14.2)

Ces calculs ont été réalisés sur une calculatrice OLIVETTI Programma 101, au moyen d'un programme établi par B. MATHEY. Comme pour les essais du paragraphe 2.2.3., le pas de temps adopté est de 1 jour; les valeurs de Q utilisées sont les débits moyens journaliers de la source (Areuse/Saint-Sulpice), donnés par

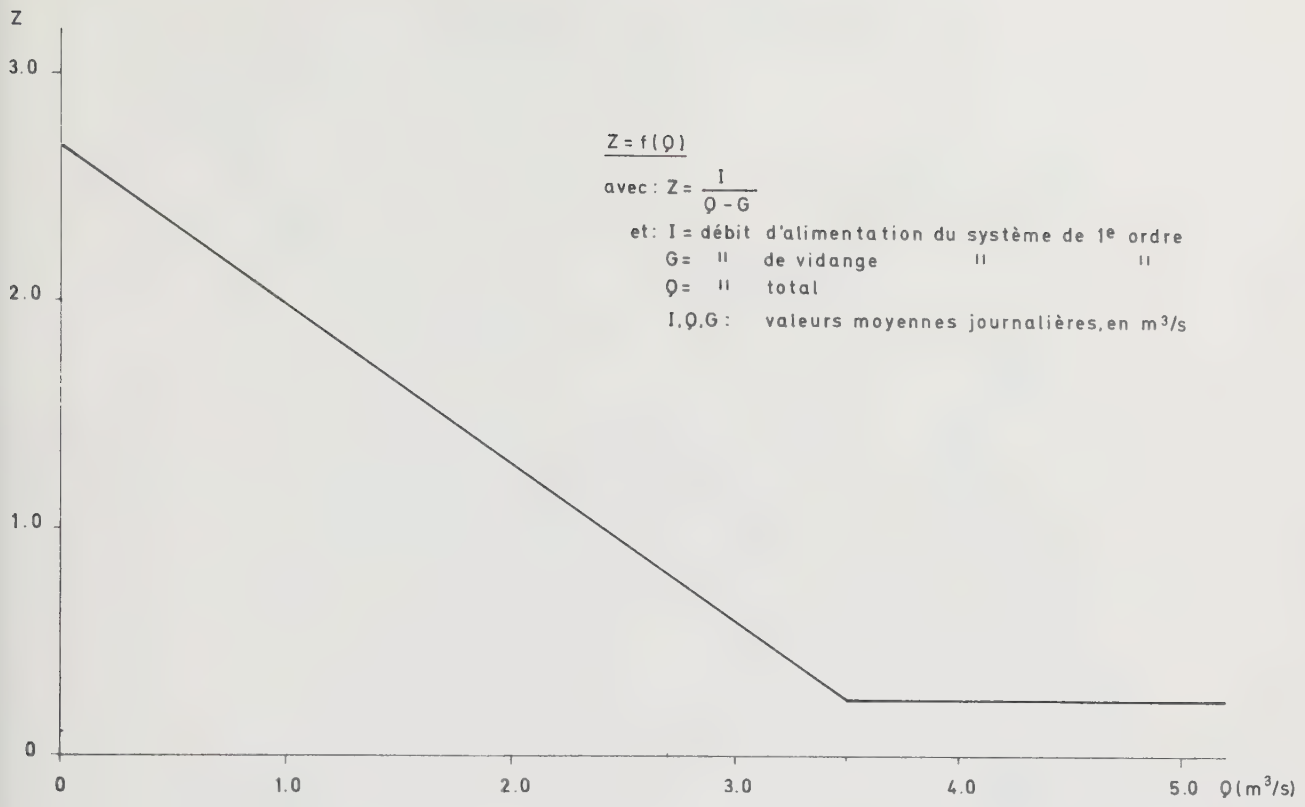


Fig. 4.-13 Analyse du régime de la source.
Z = f (Q) pour les débits moyens journaliers.

l'Annuaire hydrographique de la Suisse; G est donc lui aussi un débit moyen journalier.

Dans ces conditions, les constantes de l'équation (4.-12) sont:

C_o = 0,01283
C_2 = 0,97433
α = 0,026

Il faut remarquer que l'écart entre le modèle obtenu par cette méthode d'analyse et la réalité ne peut pas être évalué, si l'on ne dispose d'aucune méthode expérimentale pour déterminer l'hydrogramme relatif à G. On pourrait admettre que l'emmagasinement dans le système de ler ordre ne dépend pas de G seulement, mais aussi de I, et introduire ce paramètre dans le calcul de G; la fonction Z, purement arbitraire, pourrait être modifiée. Cependant, la comparaison visuelle des hydrogrammes relatifs à G et à Q, pour les 11 années étudiées, permet d'admettre que la méthode donne des résultats acceptables.

D'autre part, si l'analyse simplifiée de l'hydrogramme telle qu'elle est représentée à la fig. 4.-11 ne correspond pas au schéma théorique de l'écoulement, les postulats sur lesquels est basée la méthode de MUSKINGUM n'y sont pas identiques non plus, pour l'intervalle critique situé entre le début de la crue et la pointe de l'hydrogramme de G.

Une analyse plus approfondie de l'hydrogramme de crue d'une source karstique devrait comprendre des mesures directes concernant les diverses composantes de l'écoulement, par exemple l'étude de l'infiltration dans la zone non saturée (MANGIN, 1970), ou l'utilisation de traceurs, par exemple par dosage du tritium dans l'eau (CROUZET et al., 1970).

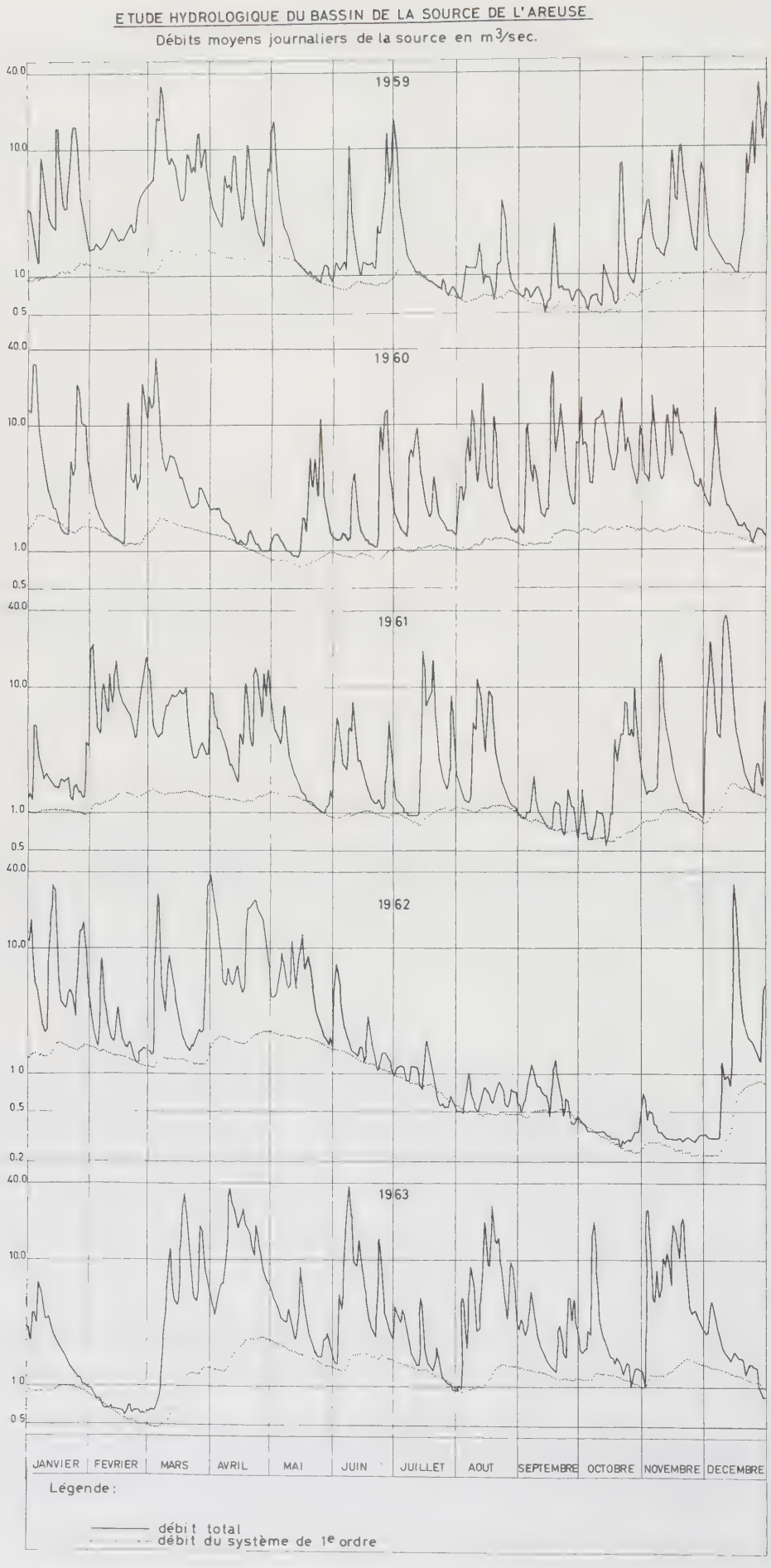


Fig. 4.-14.1 Hydrogramme de la source de l'Areuse, période 1959-1963. Débits moyens journaliers, en m^3/s.

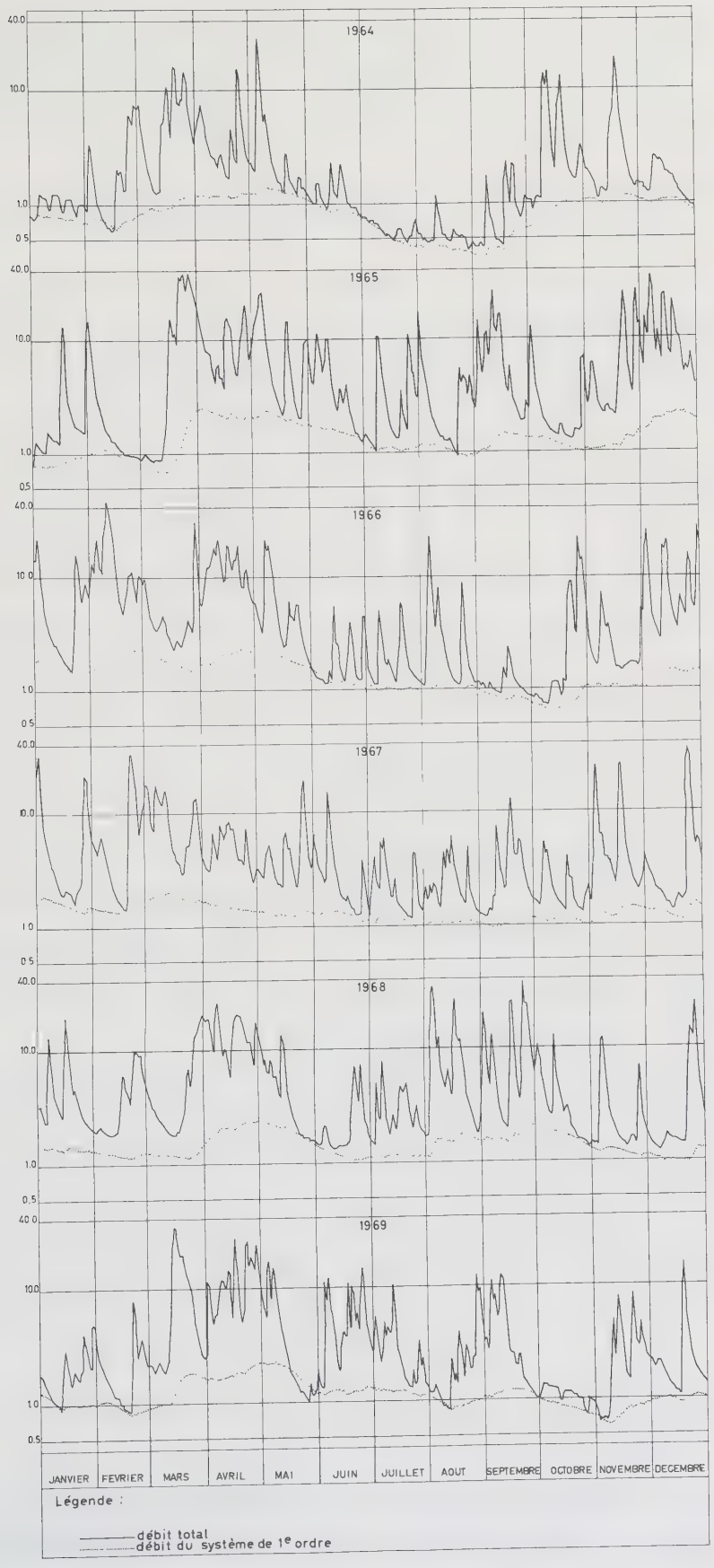


Fig. 4.-14.2 Hydrogramme de la source de l'Areuse, période 1964-1969. Débits moyens journaliers, en m^3/s.

2.4. Décomposition du débit total.

Le débit moyen journalier de l'Areuse à Saint-Sulpice est donné dans l'Annuaire hydrographique de la Suisse; les valeurs moyennes journalières de G sont calculées par la méthode indiquée au paragraphe 2.3. Par soustraction, on obtient le débit moyen journalier du système de 2e ordre, Q - G. Les valeurs de G et de Q - G sont présentées sous forme de tableaux dans un autre travail (TRIPET, 1971).

Au tableau 4.-7 sont notées les moyennes mensuelles et annuelles du débit total et de ses deux composantes, pour la période 1959-1969 (en m^3/s).

Tableau 4.-7 Analyse du régime de la source.
Moyennes mensuelles et annuelles de Q et de ses deux composantes.

Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
DEBIT TOTAL											
Moyennes mensuelles											
4.58	4.84	7.85	8.86	4.34	3.52	2.42	3.59	3.57	2.94	4.43	5.25
Débit annuel moyen 4.68 m^3/s											
DEBIT DU SYSTEME DE IIe ORDRE											
Moyennes mensuelles											
3.33	3.62	6.49	7.18	2.79	2.35	1.42	2.63	2.64	1.99	3.39	4.02
Débit annuel moyen 3.49 m^3/s											
DEBIT DU SYSTEME DE Ier ORDRE											
Moyennes mensuelles											
1.25	1.21	1.37	1.68	1.55	1.17	1.00	0.96	0.93	0.94	1.05	1.19
Débit annuel moyen 1.19 m^3/s											

Les valeurs données dans ce tableau concernent le bassin dans son ensemble. Pour déterminer le débit respectif des deux bassins partiels de La Brévine et des Verrières, on doit recourir à l'hypothèse H 4.-1: l'hydrogramme de l'exutoire du bassin de La Brévine est linéaire par rapport à l'hydrogramme de la source de l'Areuse, et le rapport des débits instantanés des deux bassins partiels est égal au rapport des surfaces

(68 % pour La Brévine, 32 % pour Les Verrières); la première proposition de cette hypothèse a déjà été formulée au paragraphe 1.4.3.-2.

2.5. Données statistiques relatives au débit.

2.5.1. Variation interannuelle du débit moyen d'un même mois.

La fig. 4.-15 indique pour chaque mois la valeur des débits qui ont une probabilité de 10, 25, 50, 75 et 90 % d'être atteints ou dépassés. Un même graphique a été construit par BURGER (1959, p. 270) pour le bassin de l'Areuse au sens large. Le régime indiqué par cette figure est caractéristique du type nivo-pluvial de PARDE (1947, p. 98); la courbe de probabilité 50 % montre deux maxima: l'un en mars-avril, au moment de la fonte des neiges, et l'autre, d'une amplitude deux fois moindre, en décembre-janvier. Les deux minima ont une durée très différente l'un de l'autre: le minimum hivernal n'affecte que le mois de février, alors que l'étiage d'été, déjà sensible en juin, se poursuit habituellement jusqu'en octobre. Cependant, la courbe de probabilité 25 %, avec son maximum bien marqué en août-septembre, indique que le débit estival peut varier fortement d'une année à l'autre, et qu'une période de crue peut interrompre ou remplacer la phase d'étiage.

A la fig. 4.-15, l'écoulement mensuel (chaque mois étant supposé avoir 30 jours) a été mis en correspondance avec l'échelle des débits. Le débit mensuel moyen et son équivalent en volume, attribuables au synclinal de La Brévine, peuvent également être lus sur ce graphique, grâce à deux autres échelles ($QBR = \frac{68}{100} \cdot Q$).

Les courbes de la fig. 4.-15, lues au moyen de l'échelle QBR, concernent donc le débit mensuel moyen qui est supposé franchir le seuil du Bois de l'Halle. Ce débit correspond à la quantité d'eau théoriquement disponible pour un captage; imaginons qu'un ouvrage soit implanté dans cette région de façon à pouvoir le dériver dans sa totalité: une telle exploitation n'affecterait pas la réserve régulatrice du bassin de La Brévine, considérée pour des périodes mensuelles.

La fig. 4.-16, semblable à la précédente, concerne le débit du système de 2e ordre. Il s'agit donc de la fraction du débit total qui, dans les conditions naturelles, est évacuée rapidement, sans profiter à la réserve de 1er ordre.

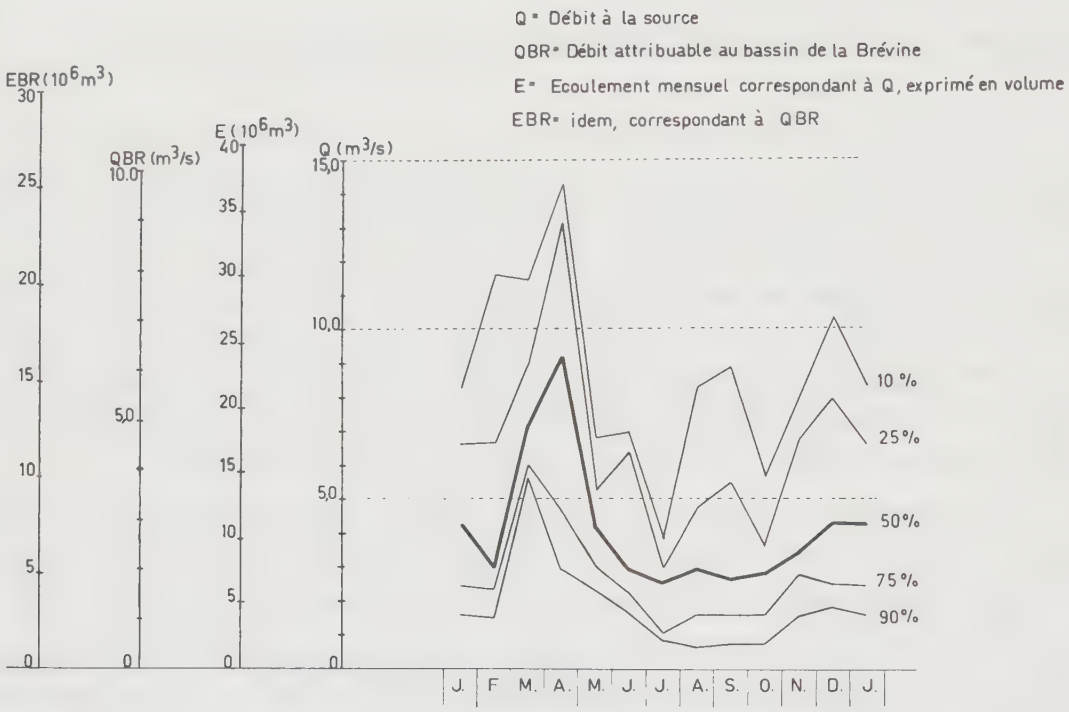
La fig. 4.-17, enfin, concerne le débit du système de 1er ordre. On remarque la faible amplitude des diverses courbes de probabilité: pour la courbe 50 %, le rapport de débit entre l'étiage estival et le maximum printanier est de 1/2 environ, alors qu'il est de 1/5 à la fig. 4.-16. Ce maximum se produit en avril-mai à la fig. 4.-17, et en mars-avril aux fig. 4.-15 et 4.-16; ce retard d'un mois dans la crue du débit du système de 1er ordre dépend des hypothèses faites sur l'écoulement souterrain, et impliquées par la méthode d'analyse (paragraphes 2.1 et 2.3). Pour la courbe 50 %, QBR n'est supérieur à 1 m^3/s que pour les mois d'avril-mai, et est inférieur à 0,9 m^3/s pour la période de juillet à novembre.

2.5.2. Courbes des débits classés.

A la fig. 4.-18 sont représentées les courbes des débits classés de la source de l'Areuse et du seuil du Bois de l'Halle (débit présumé: 68 % du débit de la source), pour la période 1959-1969, et pour les années 1964 (année sèche) et 1965 (année humide). Ces courbes ont été construites d'après les données de l'Annuaire hydrographique de la Suisse.

Fig. 4.-15 COURBES DE REPARTITION DES DEBITS MENSUELS D'APRES LEUR FREQUENCE

Débit total — Période 1959 - 1969



3. BILAN HYDROLOGIQUE

3.1. Calcul de la réserve souterraine.

Le volume d'eau théorique capable de s'écouler naturellement à partir de la phase de tarissement de la source et jusqu'à un temps infini, s'obtient par intégration de l'équation (4.-4), de la façon suivante:

$$V = Q_o \int_o^{\infty} \exp(-0{,}026\, t)\, dt = \frac{Q_o \cdot 86400}{0{,}026}$$

Par exemple, si Q_o = 1,25 m^3/s pour la source de l'Areuse,
alors V = $4{,}15 \cdot 10^6$ m^3 pour le bassin total,
et QBR_o = 0,85 m^3/s au seuil du Bois de l'Halle,
d'où VBR = $2{,}82 \cdot 10^6$ m^3 pour le synclinal de La Brévine,
en admettant l'hypothèse H 4.-1 (p. 126).

Il peut cependant être utile, pour le calcul du bilan par exemple, d'être en mesure d'estimer le volume d'eau écoulable pour un instant quelconque.

Fig. 4.-16 COURBES DE REPARTITION DES DEBITS MENSUELS D'APRES LEUR FREQUENCE

Débit du "système de 2e ordre„ Période 1959 -1969

Q = Débit à la source
QBR = Débit attribuable au bassin de la Brévine
E = Ecoulement mensuel correspondant à Q, exprimé en volume
EBR = idem, correspondant à QBR

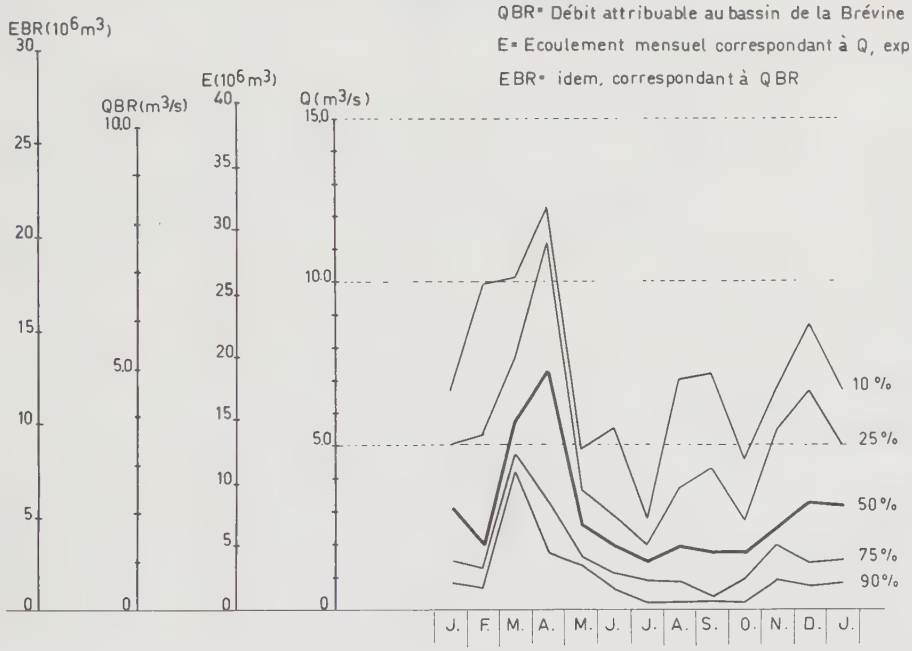
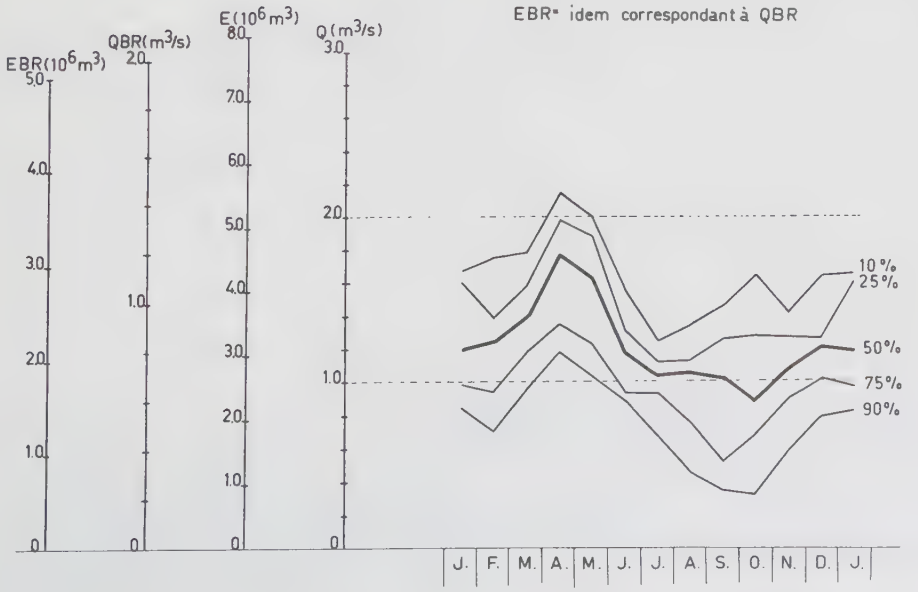


Fig.4.-17 COURBES DE REPARTITION DES DEBITS MENSUELS D'APRES LEUR FREQUENCE

Débit du "système de 1e ordre„ Période 1959 -1969

Q = Débit à la source
QBR = Débit attribuable au bassin de la Brévine
E = Ecoulement mensuel correspondant à Q, exprimé en volume
EBR = idem correspondant à QBR



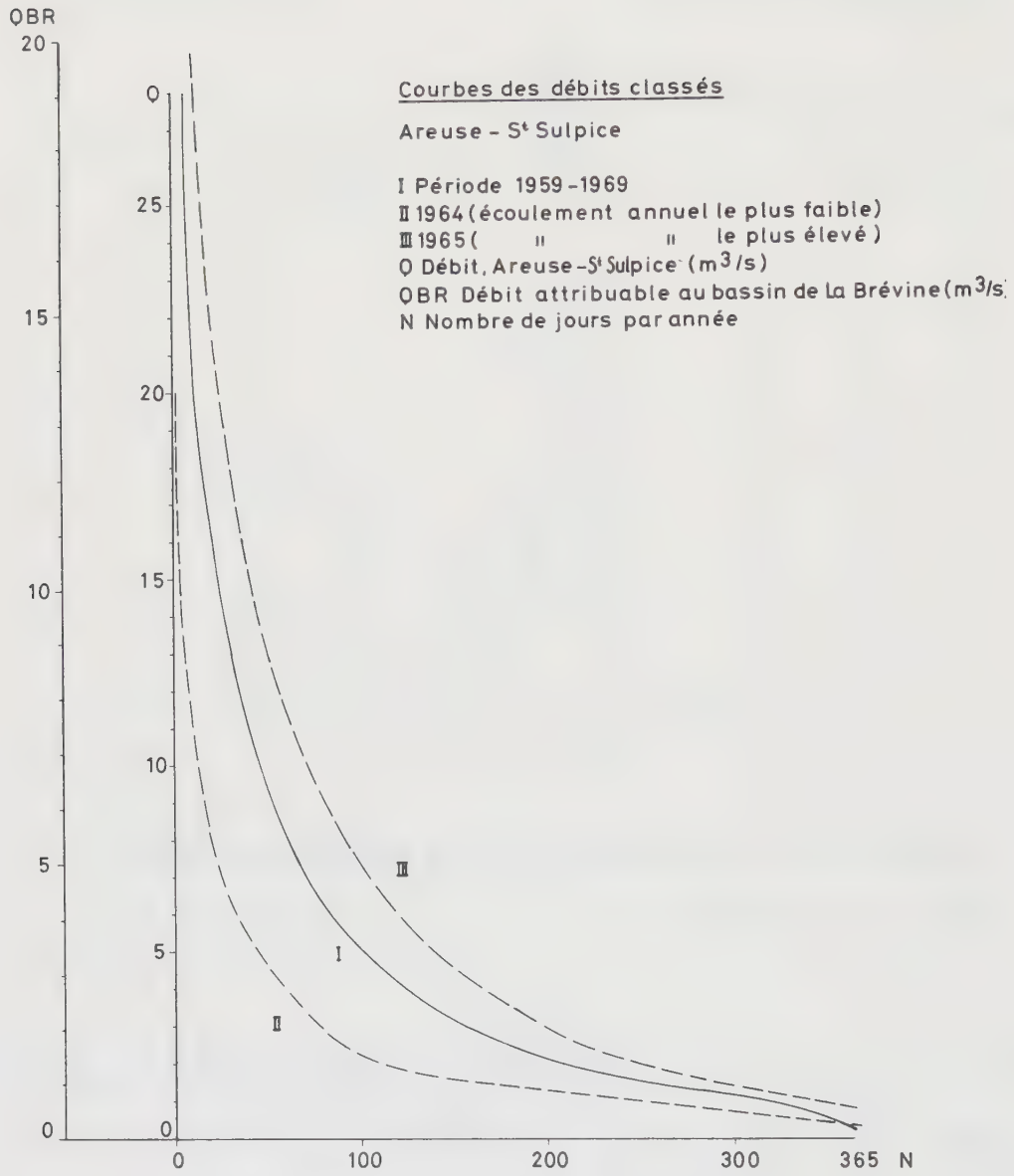


Fig. 4.-18 Courbes des débits classés.
Areuse, St. Sulpice.

Comme il a été vu précédemment (paragraphe 1.4), le régime de la source représente la résultante de deux composantes : l'hydrogramme propre aux systèmes de 1er et de 2e ordres. La vidange du système de 1er ordre en régime non influencé obéit à une loi exponentielle. Le régime de décrue satisfait à une loi de type (4.-2) dont une constante peut varier d'une crue à l'autre; en admettant cependant, par approximation, que

cette constante s'écarte relativement peu d'une valeur moyenne, on peut en déduire que l'ensemble des hydrogrammes en régime non influencé constitue une famille de courbes qui peut être représentée par un abaque. Cet abaque a été construit par estimation, en translatant selon l'axe des temps les 67 hydrogrammes choisis pour l'étude de la courbe de tarissement (paragraphe 1.4.2), et en complétant par interpolation le faisceau de courbes ainsi obtenu.

Cet abaque, construit d'une façon simplifiée sur des bases théoriques peu rigoureuses, permet néanmoins d'obtenir une estimation du volume écoulable qui, à notre avis, est suffisante en première approximation. Il est représenté à la fig. 4.-19, et son utilisation est expliquée par la fig. 4.-20.

3.2. Mise en équation du bilan.

Le bilan hydrologique s'écrit de la manière suivante:

$$P + (R_s - R_s') + (R_T - R_T') + (R_N - R_N') = Q + D$$

où P = précipitations
R_s = réserve souterraine (volume "écoulable") le ler jour de la période
R_s' = idem, le dernier jour
R_T = capacité utile du lac des Taillères le ler jour de la période
R_T' = idem, le dernier jour
R_N = réserve nivale (équivalent en eau) le ler jour de la période
R_N' = idem, le dernier jour
Q = écoulement mesuré à l'exutoire
D = évapotranspiration réelle (ETR)

Remarques:

1. Toutes ces valeurs s'expriment en 10^6 m^3.
2. La réserve nivale, qui n'intervient qu'exceptionnellement en raison du choix des périodes, a été négligée.
3. Les termes $(R_s - R_s')$ et $(R_T - R_T')$, groupés avec les apports par simplification, peuvent néanmoins être négatifs.

Le bilan a été calculé pour des périodes semestrielles et annuelles (tableaux 4.-8 et 4.-9). Ses paramètres ont été déterminés de la manière suivante:

1. Précipitations calculées à partir du tableau 3.-7 (p. 167).
2. R_s et R_s' calculés grâce à l'abaque de la fig. 4.-19.
3. R_T et R_T' calculés à partir des graphiques de variation du niveau du lac des Taillères, construits d'après les données communiquées par l'Electricité Neuchâteloise S.A.
4. Débit calculé à partir des valeurs publiées dans l'Annuaire hydrographique de la Suisse.
5. Evapotranspiration réelle calculée à partir du tableau 3.-23 (p. 84) (méthode de SZESZTAY).

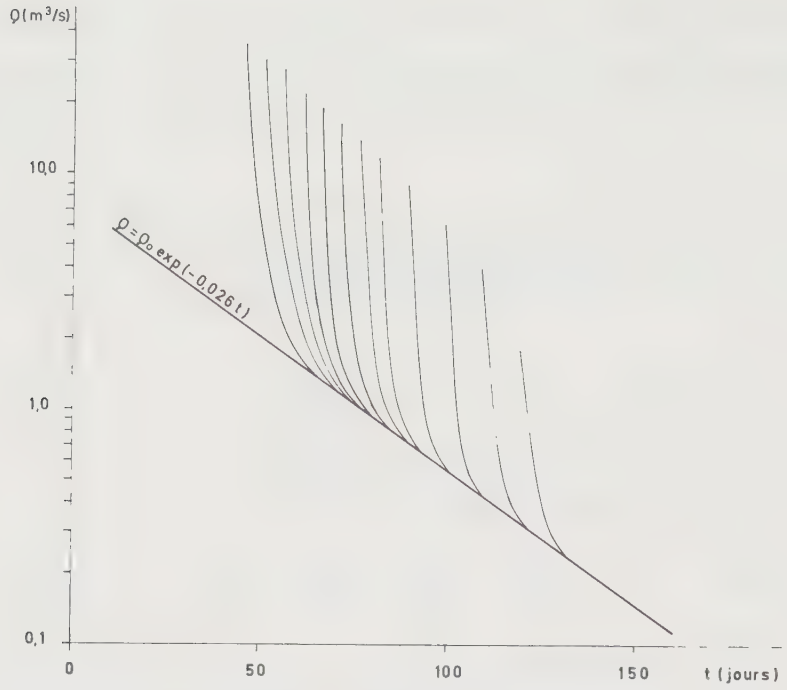


Fig. 4. - 19 Abaque pour l'estimation de la réserve souterraine.

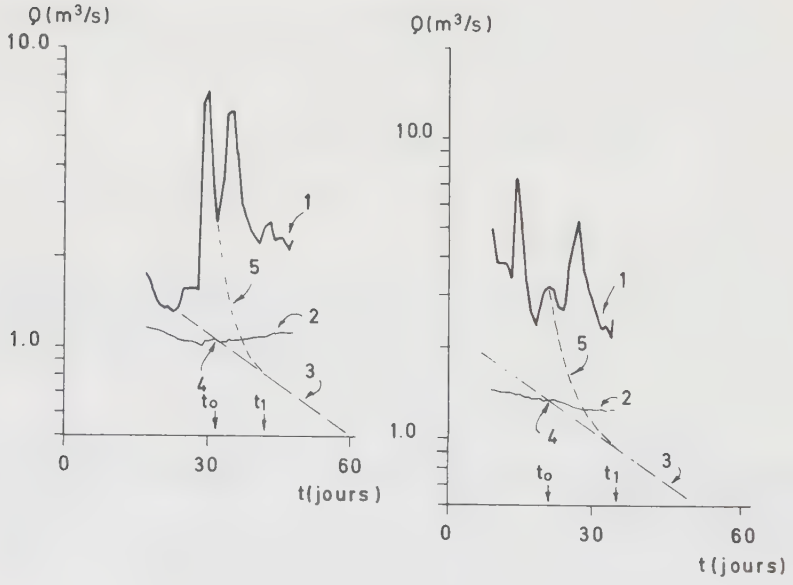


Fig. 4. - 20 Utilisation de l'abaque de la figure 4. - 19.

1. Hydrogramme observé.
2. Débit du système de ler ordre (calculé).
3. Exponentielle $Q = Q_o \exp(-0{,}026\ t)$ de l'abaque.
4. Intersection de l'exponentielle avec l'hydrogramme du système de ler ordre.
5. Courbe de décrue extrapolée au moyen de l'abaque.

   De t_o à t_1, le volume écoulable se calcule par addition des volumes journaliers lus sur la courbe extrapolée; de t_1 à t_∞, il s'obtient par intégration de l'exponentielle.

L'examen des tableaux 4.-8 et 4.-9 appelle les remarques suivantes:

1. Les bilans annuels s'équilibrent très bien, excepté pour l'année 1963-1964, année sèche, où l'écart (colonne 10) est nettement supérieur à la moyenne. Il faut cependant rappeler que la méthode de SZESZTAY pour le calcul de ETR est basée sur l'hypothèse suivante: pour une longue période, ETR est égale au déficit d'écoulement; ceci implique que l'on admet que les limites du bassin sont définies d'une manière satisfaisante.

2. Le rapport Q/P pour l'année moyenne est égal à 78 %, ce qui est relativement élevé. Pour le même rapport, BURGER (1959) obtient la valeur de 70 % (bassin de l'Areuse au sens large, période 1930-1954).

3. Le bilan semestriel montre pour chaque année un écart négatif (colonne 10) lors de la saison froide, et un écart positif lors de la saison chaude. Cette distribution systématique de l'écart laisse supposer que l'un ou l'autre des paramètres (par exemple, la valeur de ETR mensuelle) est calculé d'une facon peu satisfaisante.

4. Le rapport Q/P pour la saison froide est toujours très élevé; trois fois, il dépasse 100 %. La valeur de ce rapport qui semble excessive peut également s'expliquer par une erreur sur la détermination d'un paramètre.

5. En admettant que les limites du bassin telles qu'elles ont été tracées définissent une surface trop faible, les anomalies signalées sous chiffres 2 à 4 pourraient être atténuées ou éliminées. Cette éventualité a déjà été signalée lors du calcul de l'évapotranspiration réelle annuelle (chapitre 3, paragraphe 1.5.3).

4. CARACTERES PHYSIQUES ET CHIMIQUES DE L'EAU

Les mesures suivantes concernant les caractères physiques et chimiques de l'eau ont été réalisées:

1. A la source de l'Areuse.

1.1. Un thermographe enregistreur a fonctionné de 1961 à 1965; période de rotation du tambour: 2 semaines; échelle des températures: 1° C = 4 mm. Cet instrument ne nous semble pas très approprié à mesurer les faibles différences de température qui caractérisent l'eau de la source.

1.2. Mesure de la température de l'eau au moyen d'un thermomètre gradué en $1/10^{\circ}$ C, chaque jour de 1955 à 1960, tous les 3 jours environ depuis 1961. Ces mesures sont reportées aux fig. 4.-9.1 et 4.-9.2.

1.3. Analyse chimique hebdomadaire d'un échantillon d'eau prélevé à la source, de mars 1968 à mars 1970. Les résultats de ces analyses sont présentés aux fig. 4.-21.1 et 4.-21.2, où ils sont mis en parallèle avec trois facteurs météorologiques et hydrologiques: la pression barométrique moyenne journalière mesurée à La Chaux-de-Fonds, les précipitations journalières mesurées au Locle, et le débit de la source reporté d'après un graphique dessiné par une calculatrice IBM 1130.

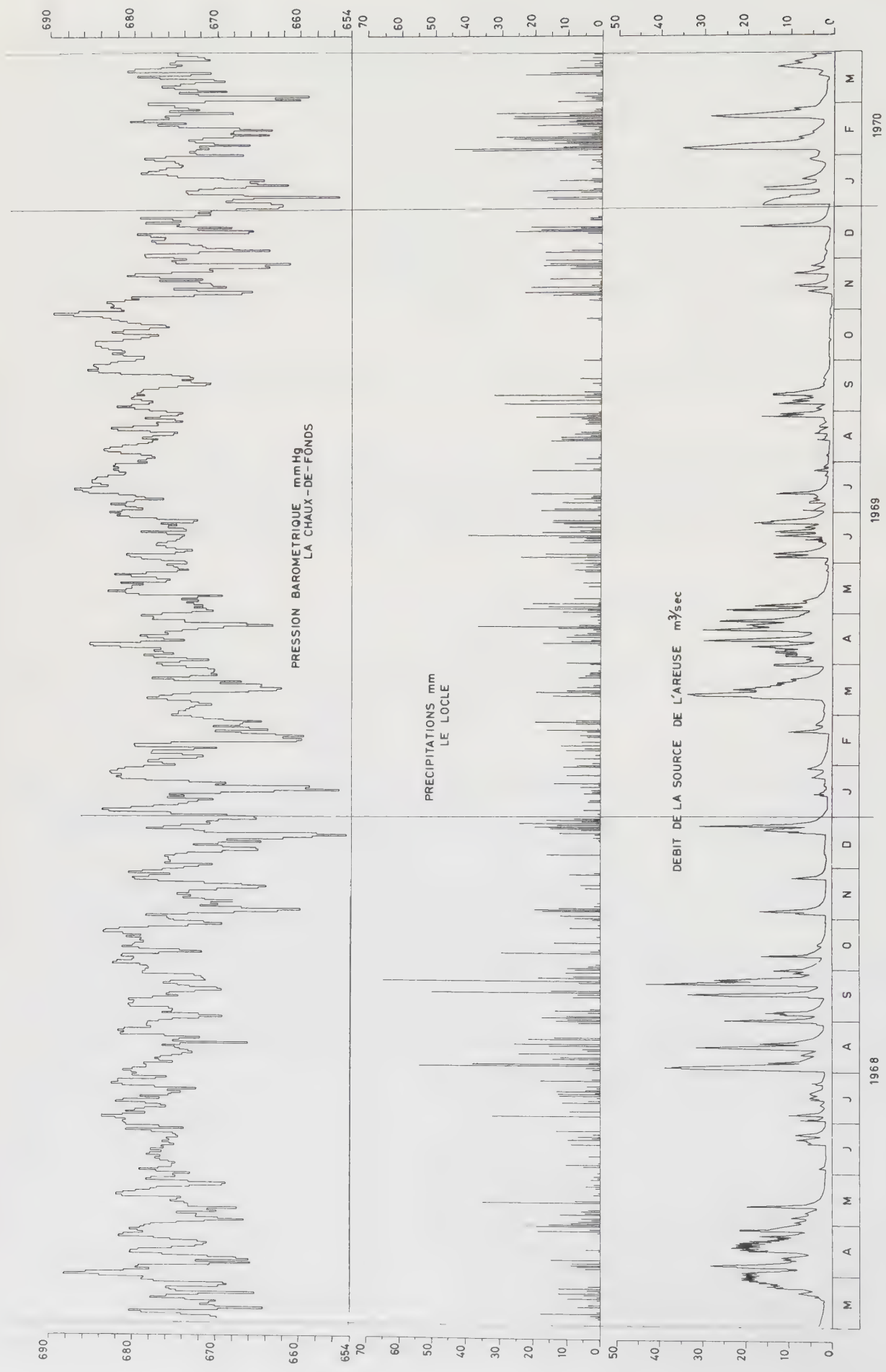


Fig. 4.-21.1 Comparaison du chimisme de la source avec quelques facteurs du cycle hydrologique.

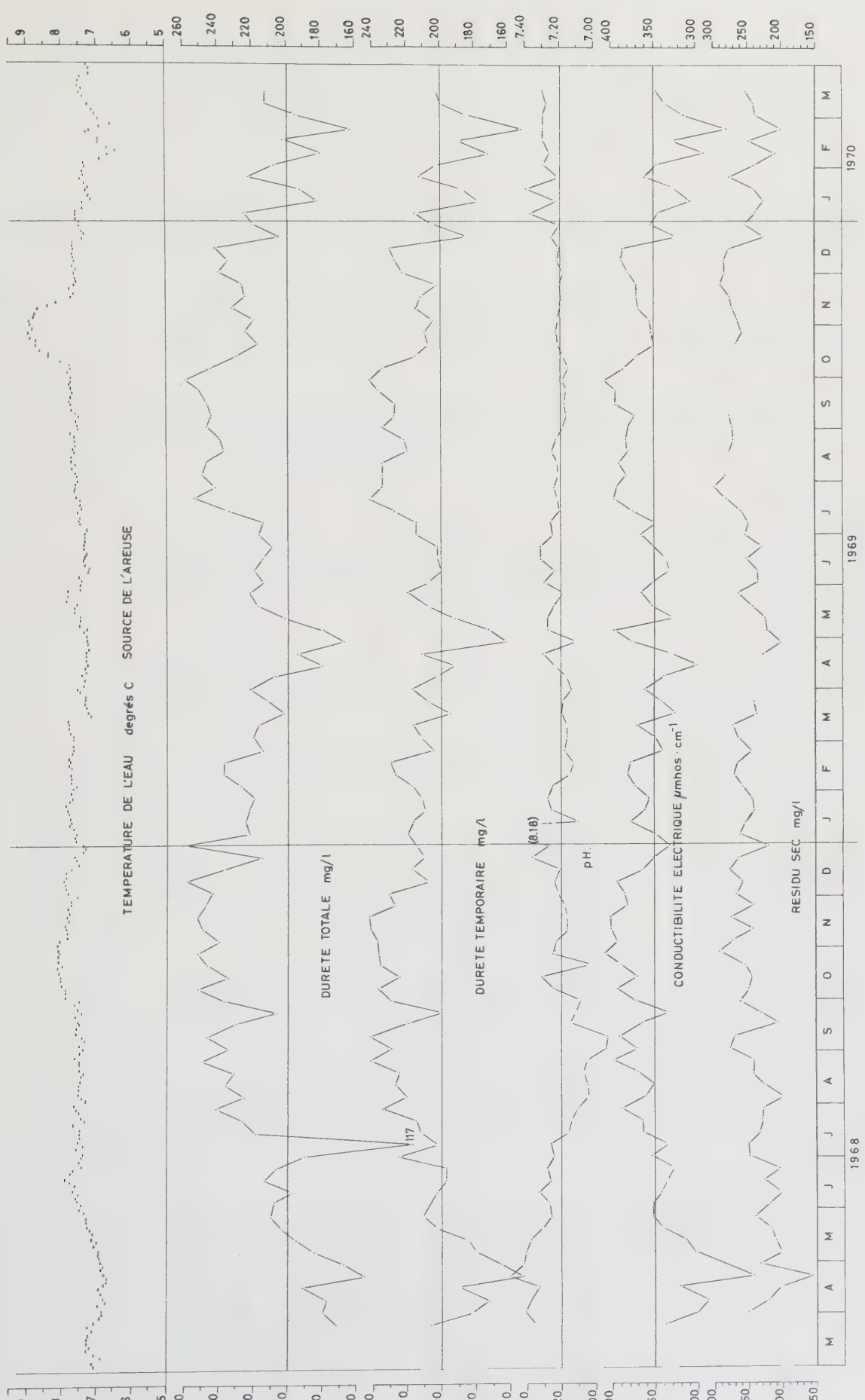


Fig. 4. - 21.2 Comparaison du chimisme de la source avec quelques facteurs du cycle hydrologique.

Tableau 4.-8 BILAN SEMESTRIEL (Valeurs en 10^6 m^3)

Période	P	R_s	R_s'	R_t	R_t'	Total des apports	Q	D	Total des sorties	Ecart
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)=(1)+(2)-(3)+(4)-(5)	(7)	(8)	(9)=(7)+(8)	(10)=(6)-(9)
1.11.1959-30. 4.1960	72,8	7,7	5,1	0,1	1,3	74,2	82,2	9,5	91,7	-17,5
1. 5.1960-31.10.1960	114,4	5,1	6,1	1,3	1,8	112,9	70,6	31,1	101,7	+11,2
1.11.1960-30. 4.1961	83,8	6,1	6,7	1,8	1,8	83,2	86,2	11,1	97,3	-14,1
1. 5.1961-31.10.1961	78,0	6,7	3,1	1,8	1,0	82,4	43,1	25,5	68,6	+13,8
1.11.1961-30. 4.1962	121,4	3,1	8,0	1,0	1,8	115,7	113,7	11,7	125,4	- 9,7
1. 5.1962-31.10.1962	61,4	8,0	0,9	1,8	0,1	70,2	27,8	24,3	52,1	+18,1
1.11.1962-30. 4.1963	85,8	0,9	9,0	0,1	1,1	76,7	78,3	9,8	88,1	-11,4
1. 5.1963-31.10.1963	107,7	9,0	3,3	1,1	1,5	113,0	72,2	34,5	106,7	+ 6,3
1.11.1963-30. 4.1964	70,4	3,3	4,4	1,5	0,8	70,0	64,7	11,2	75,9	- 5,9
1. 5.1964-31.10.1964	74,2	4,4	3,7	0,8	0,5	75,2	29,8	24,2	54,0	+21,2
1.11.1964-30. 4.1965	97,7	3,7	8,2	0,5	1,4	92,3	85,1	10,5	95,6	- 3,3
1. 5.1965-31.10.1965	107,9	8,2	3,9	1,4	1,6	112,0	76,9	33,4	110,3	+ 1,7
1.11.1965-30. 4.1966	163,5	3,9	7,9	1,6	1,8	159,3	147,0	12,9	159,9	- 0,6
1. 5.1966-31.10.1966	85,5	7,9	3,9	1,8	1,3	90,0	48,8	34,7	83,5	+ 6,5
1.11.1966-30. 4.1967	96,8	3,9	4,9	1,3	1,8	95,3	103,4	10,9	114,3	-19,0
1. 5.1967-31.10.1967	102,7	4,9	3,5	1,8	1,8	104,1	50,6	32,8	83,4	+20,7
1.11.1967-30. 4.1968	114,5	3,5	10,0	1,8	1,9	107,9	108,6	11,2	119,8	-11,9
1. 5.1968-31.10.1968	128,0	10,0	3,9	1,9	1,7	134,3	87,8	35,6	123,4	+10,9
1.11.1968-30. 4.1969	92,2	3,9	9,7	1,7	1,9	86,2	86,3	10,0	96,3	-10,1
1. 5.1969-31.10.1969	87,6	9,7	2,3	1,9	0,8	96,1	54,8	34,0	88,8	+ 7,3

Tableau 4.-9 BILAN ANNUEL (Valeurs en 10^6 m^3)

Années hydrologiques	P	R_s	R_s'	R_t	R_t'	Total des apports	Q	D	Total des sorties	Ecart
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)=(1)+(2)-(3)+(4)-(5)	(7)	(8)	(9)=(7)+(8)	(10)=(6)-(9)
1959-1960	187,2	7,7	6,1	0,1	1,8	187,1	152,8	40,7	193,5	- 6,4
1960-1961	161,8	6,1	3,1	1,8	1,0	165,6	129,3	36,5	165,8	- 0,2
1961-1962	182,8	3,1	0,9	1,0	0,1	185,9	141,5	36,0	177,5	+ 8,4
1962-1963	193,5	0,9	3,3	0,1	1,5	189,7	150,5	44,3	194,8	- 5,1
1963-1964	144,6	3,3	3,7	1,5	0,5	145,2	94,5	35,4	129,9	+ 15,3
1964-1965	205,7	3,7	3,9	0,5	1,6	204,3	162,0	44,0	206,0	- 1,7
1965-1966	248,8	3,9	3,9	1,6	1,3	249,3	195,7	47,6	243,3	+ 6,0
1966-1967	199,5	3,9	3,5	1,3	1,8	199,4	154,0	43,7	197,7	+ 1,7
1967-1968	242,5	3,5	3,9	1,8	1,7	242,2	196,4	46,8	243,2	- 1,0
1968-1969	179,7	3,9	2,3	1,7	0,8	182,3	141,2	44,0	185,2	- 2,9
Année moyenne	194,6						151,8	41,9	193,7	

2. Dans les piézomètres.

2.1. Des mesures mensuelles de la température de l'eau dans les piézomètres à diverses profondeurs ont été réalisées de février 1967 à octobre 1969, au moyen d'une sonde ZULLIG Hy 40 (précision: $\pm$ 0,1°C). La température mesurée est le plus souvent de l'ordre de 7°C, et l'on observe en général une augmentation avec la profondeur de l'ordre de 0,3°C par 50 m.

2.2. Lors des quatre campagnes d'essais de pompage (printemps et automne 1968, hiver et été 1969), des échantillons d'eau ont été prélevés dans les piézomètres, près de la surface et en profondeur, avant et après le pompage; ils ont été analysés chimiquement et bactériologiquement; les variations de la conductibilité électrique et de la température de l'eau ont été mesurées en cours de pompage. Les observations recueillies lors de ces essais figurent dans un autre travail (TRIPET, 1971, annexe A).

La signification des caractères physiques et chimiques de l'eau souterraine ne peut être interprétée que dans le cadre d'hypothèses sur la répartition et le mouvement naturel de celle-ci. KIRALY (1969 d) a montré que les systèmes d'écoulement souterrain au sens de TOTH constituent le cadre idéal pour étudier la température et le chimisme de l'eau. La définition de UHG_1 et l'étude du régime de l'écoulement souterrain devaient donc précéder l'interprétation des caractères physiques et chimiques de l'eau au point de vue de l'hydrodynamique. Cette dernière étude n'a pas été entreprise dans le cadre du présent travail; elle constitue l'objet d'un travail de recherche possible, qui devrait être réalisé par un hydrogéologue et un chimiste travaillant en collaboration.

Les paramètres chimiques mesurés au cours de cette étude sont actuellement interprétés par J.J.MISEREZ[1)] dans le cadre d'un travail de recherche sur la géochimie des eaux du karst jurassien; des résultats partiels de ces recherches ont déjà été publiés (MISEREZ, 1969 a, 1969 b, 1970).

---

1) Université de Neuchâtel, laboratoire de minéralogie, pétrographie et géochimie.

Fig. 5.-1 Paramètres géologiques et hydrologiques

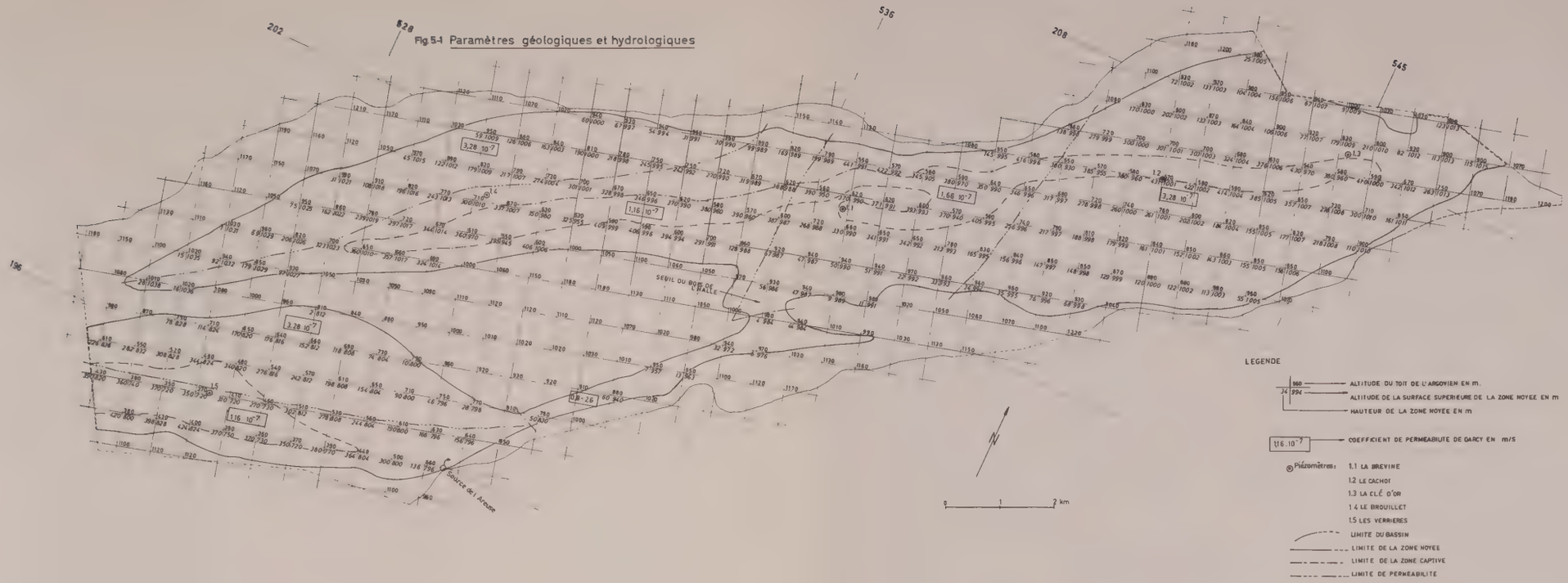


Fig. 5.-2 Paramètres électriques

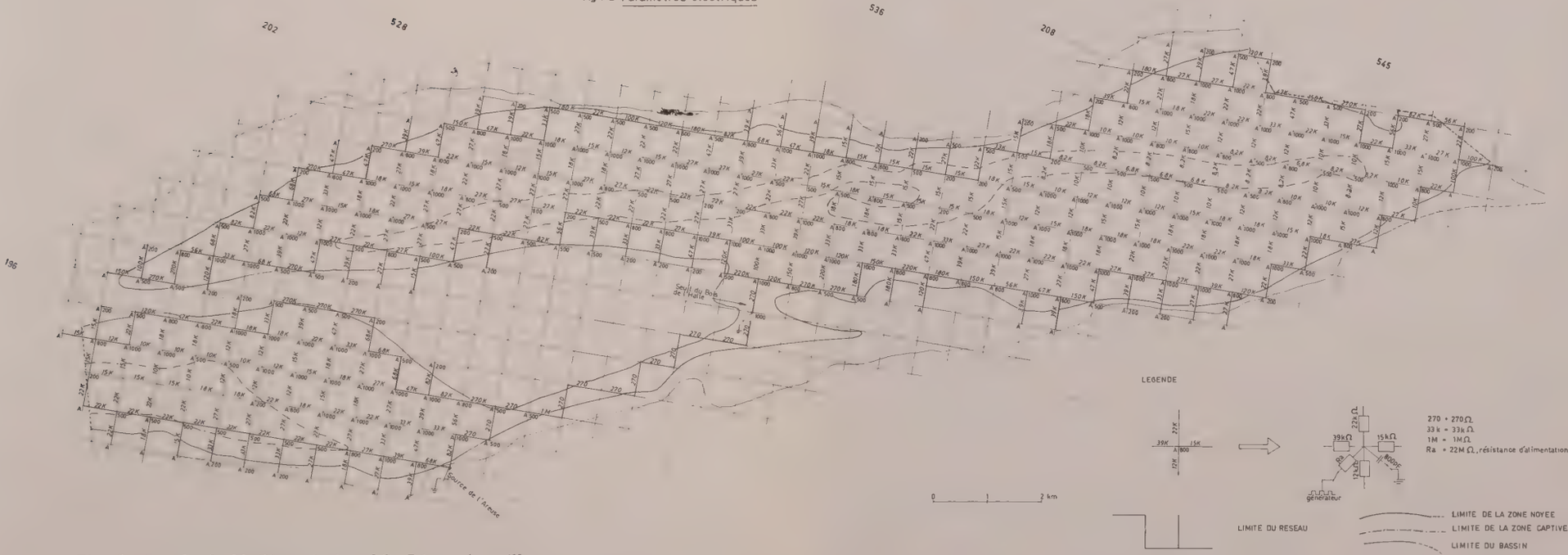
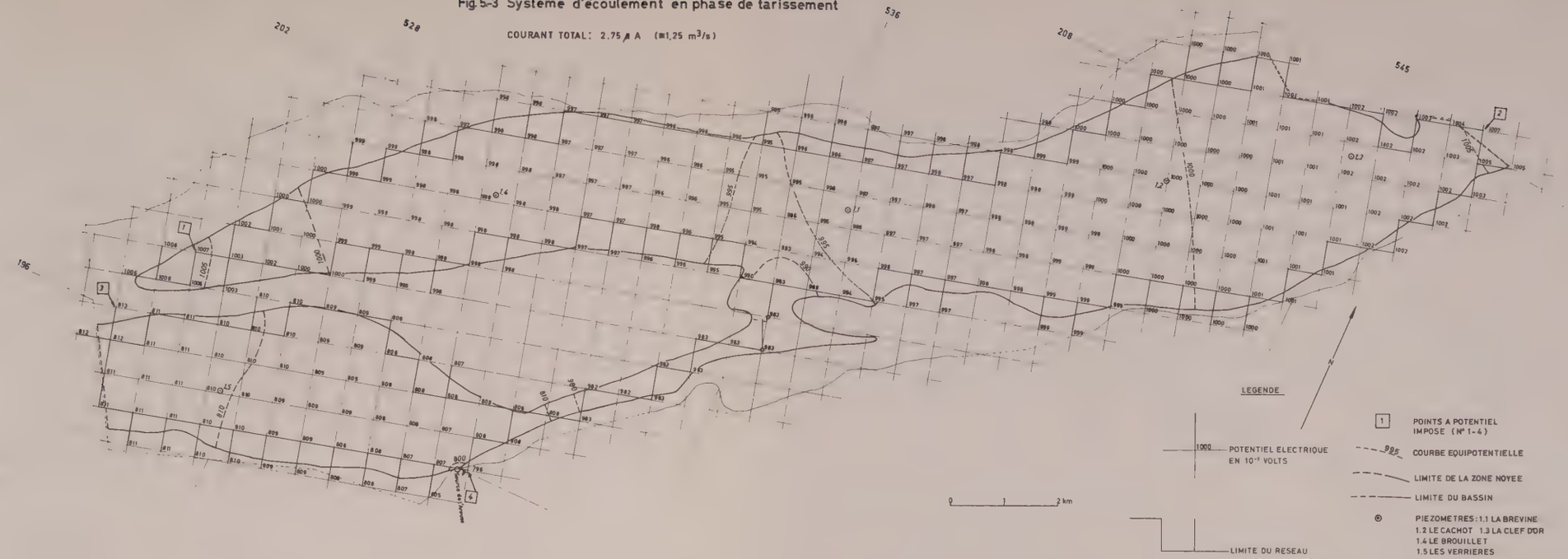


Fig. 5.-1 et 5.-2 Modèle analogique RC. Réseau de mailles.

Fig.5-3 Système d'écoulement en phase de tarissement



Carte des potentiels électriques (régime permanent)

Fig.5-4 Bassin de la Brévine en exploitation

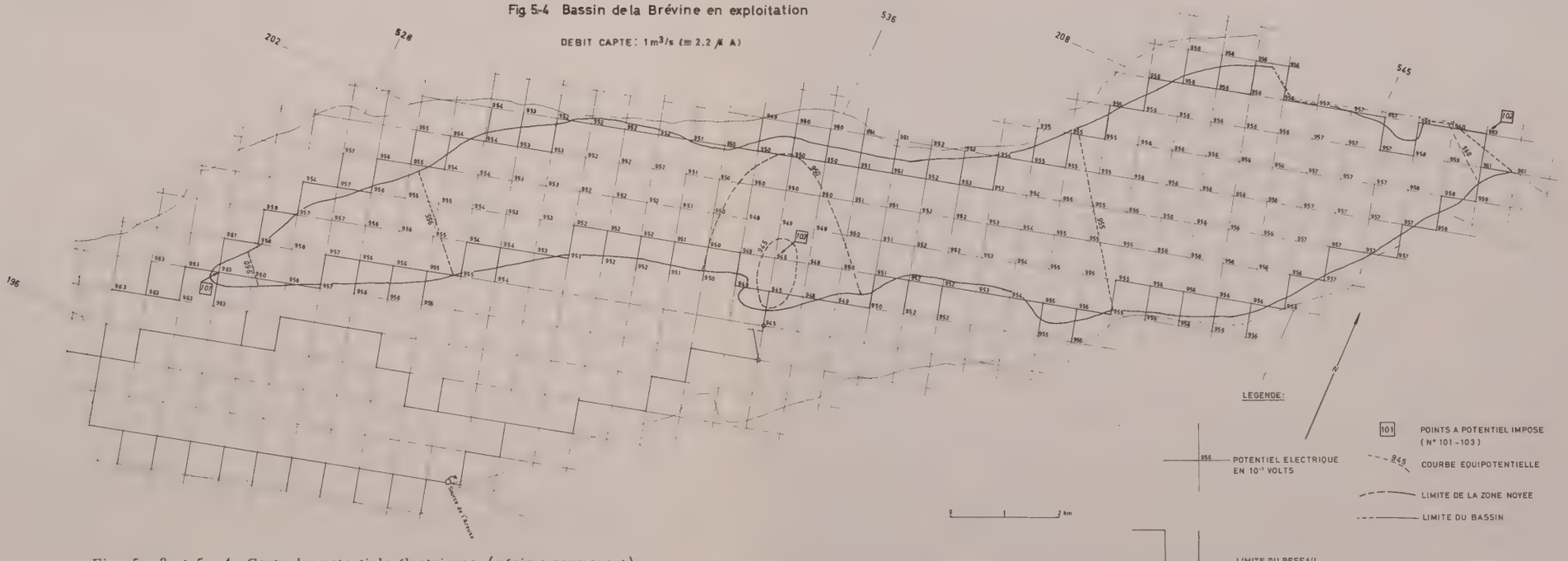


Fig. 5.-3 et 5.-4 Carte des potentiels électriques (régime permanent)
Modèle analogique RC.

Chapitre 5

MODELE ANALOGIQUE RC

1. REMARQUES GENERALES

Le système d'écoulement souterrain (UHG_1) a été déterminé approximativement au chapitre 4, paragraphe 1; une analogie entre le régime de l'écoulement dans le système de 1er ordre et dans un aquifère à perméabilité d'interstices a été mise en évidence. Ces données ont permis de construire un modèle analogique de l'écoulement; il s'agit d'un modèle analogique électrique résistif-capacitif (RC). Le principe de l'analogie électrique implique que le milieu réel considéré est saturé et que l'on se trouve dans le champ d'application de la loi de DARCY; aussi le modèle n'est valable que dans les limites du régime de tarissement de l'exutoire.

Le but du modèle analogique est double: 1. Contrôler les données concernant les propriétés physiques de l'aquifère, estimées par d'autres méthodes. 2. Simuler l'effet d'une exploitation de l'eau souterraine sur la surface piézométrique. Le 1^e point sera traité dans le présent chapitre; le 2^e point sera examiné dans le chapitre 6 (paragraphe 2).

2. DONNEES THEORIQUES

Les méthodes de l'analogie électrique ont pour base l'identité existant entre les lois qui régissent l'écoulement des fluides en milieu poreux et celles qui régissent les phénomènes de conduction électrique en milieu continu. Ces méthodes sont décrites dans de nombreuses publications; citons celle de HUNTER BLAIR (1967), qui contient une liste bibliographique, et celle de WALTON (1964).

Les relations d'équivalence entre facteurs électriques et hydrauliques sont les suivantes:

$$q = K_1 Q_c \qquad (5.-1)$$

$$h = K_2 V \qquad (5.-2)$$

$$Q = K_3 I \qquad (5.-3)$$

$$t_j = K_4 t_s \qquad (5.-4)$$

où q = volume d'eau (m^3)
Q_c = quantité de courant (coulombs)
h = potentiel hydraulique (m)
V = potentiel électrique (volts)
Q = débit (m^3/s)
I = intensité de courant (ampères)
t_j = temps réel (jours)
t_s = temps électrique (secondes)
K_1, K_2, K_3, K_4 = facteurs d'équivalence

L'équation de diffusivité hydraulique, déduite de la loi de DARCY et de l'équation de continuité pour le cas d'un milieu homogène de hauteur constante, et les relations (5.-1) à (5.-4), permettent d'exprimer ainsi

les facteurs d'analogie:

$$K_2 = \frac{\Delta h}{\Delta V} \qquad (5.-5)$$

$$K_3 = R \cdot T \cdot K_2 \qquad (5.-6)$$

$$K_1 = a^2 \cdot S \cdot \frac{K_2}{C} \qquad (5.-7)$$

$$K_4 = \frac{K_1}{K_3} \qquad (5.-8)$$

où R = résistance (ohms)
T = transmissivité (m^2/s)
a = dimension de la maille du réseau, en grandeur réelle (m)
C = capacité (farad)
S = coefficient d'emmagasinement (sans dimension)

3. CALCUL DU RESEAU

Le modèle RC est constitué par un réseau de résistances et de capacités, montées sur une plaque isolante sur laquelle a été collée une carte topographique du bassin à l'échelle 1: 25'000. Le côté de la maille du réseau a été fixé à 625 m; en raison de l'hétérogénéité de l'aquifère et du manque de données concernant les caractéristiques de l'écoulement, cette longueur a été jugée suffisante. La réalisation du modèle comprend les étapes suivantes:

1. Digitalisation des facteurs géologiques et hydrologiques.
2. Calcul des paramètres électriques.
3. Construction du réseau.

Les paramètres électriques ont été calculés par F. DESCOEUDRES [1] avec la collaboration de T. NICOLET [1]; le réseau a été construit par M. STOCCO.

3.1. Les facteurs géologiques et hydrologiques.

1. Limites du système d'écoulement.

Les limites du système d'écoulement dans l'espace bi-dimensionel du modèle sont données par l'intersection des limites imperméables avec la surface piézométrique; elles correspondent à l'extension de la zone noyée (chapitre 4, paragraphe 1.3.2). Le contour de la zone captive est déterminé de la même manière. La surface piézométrique de référence adoptée pour calculer les éléments du modèle est celle représentée à la fig. 2.-6 (p. 36). Il a été constaté que les limites de la zone noyée et de sa partie captive ne varient avec la position de la surface piézométrique que d'une façon négligeable par rapport à la dimension des mailles.

---

1) Laboratoire de géotechnique et d'hydraulique de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.

2. Transmissivité.

Pour chaque noeud du réseau de mailles, la transmissivité $T = Kh$, où K = coefficient de perméabilité de DARCY et h = hauteur affectée par l'écoulement, doit être déterminée.

La valeur de h en chaque point s'obtient par la soustraction $H_1 - H_2$, où H_1 = altitude de la surface piézométrique (pour la zone captive: altitude du toit des calcaires jurassiques) et H_2 = altitude du mur des calcaires jurassiques lue sur la carte structurale (fig. 2.-6).

La valeur de K est donnée par les essais de pompage.

3. Coefficient d'emmagasinement.

La valeur de S, estimée à 4,5 ‰, a été déterminée au chapitre 4, paragraphe 1.2.5. Dans la zone captive, elle est considérée comme nulle.

Le réseau de mailles avec l'indication des paramètres géologiques et hydrologiques ainsi déterminés est représenté à la fig. 5.-1.

3.2. Calcul des paramètres électriques.

De l'équation (5.-6), on tire:

$$R = \frac{K_3}{K_2 \cdot T}$$

qui permet de calculer la valeur de chaque résistance; K_2 a été fixé à 100 m/volt, et K_3 à 50 m^3/sec·ampère.

La valeur des capacités a été fixée à 1000 pF; dans la zone captive, elle est nulle.

Aux limites du réseau, la valeur de R et de C est réduite en fonction de la fraction de la maille qui se trouve en dehors du système d'écoulement. Ainsi, C est effectivement $\leqslant$ 1000 pF.

La valeur moyenne des capacités utilisées (800 pF) permet de calculer

K_1 par l'équation (5.-7): $K_1 = 21{,}9 \cdot 10^{13}$ m^3/coul.

K_4 est donné par (5.-8): $K_4 = 4{,}4 \cdot 10^{12}$

A chaque noeud du réseau compris dans la zone non captive a été connectée une résistance de valeur élevée ($R = 22 \cdot 10^6 \Omega$); ces résistances vont à un point commun qui peut être relié au générateur. Leur but est d'alimenter le réseau de la même façon en chaque point lorsque l'on veut simuler une recharge naturelle du système de 1er ordre en régime transitoire.

Le bassin étant composé de deux parties distinctes, et le seuil du Bois de l'Halle se trouvant à une altitude supérieure d'environ 200 m à celle de la source, nous avons dû prendre les mesures suivantes:

1. Pour tester le modèle en régime permanent, une résistance de $10^6 \Omega$ a été intercalée entre le seuil et l'exutoire, bien que cette zone ait une perméabilité très élevée; son utilité est de simuler la différence d'altitude entre les deux parties du bassin.

2. Lorsque le modèle est utilisé en régime transitoire, le circuit est ouvert entre les deux bassins partiels,

qui sont traités séparément.

Le schéma électrique du modèle est représenté à la fig. 5. - 2.

4. CONTROLE DU MODELE

4.1. Régime permanent

Pour tester le modèle en régime permanent, nous nous sommes efforcé de lui imposer des conditions telles que la carte des potentiels électriques mesurés à chaque noeud reproduise au mieux la carte piézométrique de la fig. 2. - 6. Cette opération nécessite une source de courant continu, et un instrument de mesure de la tension et du courant.

Trois conditions étaient fixées: 1. K_2 = 100 m/volt;
2. Potentiel électrique à la source de l'Areuse = 7,96 volts;
3. Conformément à l'hypothèse H 4. - 1 (p. 126): débit du bassin de La Brévine = 68 % du total.

Une valeur du potentiel a été imposée aux deux extrémités du bassin de La Brévine, et à l'extrémité W du bassin des Verrières (points No 1, 2, 3, fig. 5. - 3); la solution représentée à la fig. 5. - 3 obtenue par approximations successives du potentiel aux points 1, 2 et 3, a été jugée la meilleure. Dans ces conditions, le courant total circulant dans le modèle est I = 2,75 μ A; le débit de la source de l'Areuse correspondant à la position de la surface piézométrique de la fig. 2. - 6 est d'environ 1,25 m^3/s. On peut appliquer la relation (5. - 3):

$$Q = K_3 I \longrightarrow K_3 = \frac{Q}{I} = 4{,}54 \cdot 10^5 \ m^3/\text{sec} \cdot \text{ampère}$$

La valeur de K_3 ainsi obtenue (K_3 "mesuré") peut être comparée avec celle fixée pour le calcul des paramètres électriques du réseau (K_3"calculé"; paragraphe 3). Le rapport est:

$$\frac{K_3 \text{ "calculé"}}{K_3 \text{ "mesuré"}} = \text{environ} \quad \frac{1}{10'000}$$

Conclusions

1. La cause la plus probable de la non-identité de K_3 "mesuré" et K_3 "calculé" est la valeur admise pour K, coefficient de perméabilité de DARCY, qui est de l'ordre de 10^{-7} m/s (calculée par essais de pompage). La signification de ce chiffre a été discutée au chapitre 4, paragraphe 1.2.4. Il convient donc d'adopter pour la perméabilité moyenne du bassin une valeur de l'ordre de 10^{-3} m/s, et pour le facteur d'équivalence K_3 du modèle, la valeur $K_3 = 4{,}54 \cdot 10^5 \ m^3/\text{sec} \cdot \text{ampère}$; K_4 devient ainsi:

$$\frac{K_1}{K_3} = 4{,}8 \cdot 10^8$$

2. La carte des potentiels électriques (fig. 5. - 3) est une approximation satisfaisante de la carte piézométrique (fig. 2. - 6); les différences entre les deux sont dues avant tout au fait qu'en réalisant le modèle, on suppose la perméabilité homogène et isotrope.

3. La carte des potentiels pour le bassin des Verrières représentée à la fig. 5. - 3 peut être considérée comme une meilleure approche de la réalité que la carte piézométrique de la fig. 2. - 6 (chapitre 4, paragraphe 1.3.2).

4.2. Régime transitoire.

Le test du modèle en régime transitoire consiste à simuler une alimentation du système de ler ordre en tout point de la surface libre de la zone noyée, et de comparer la décharge du réseau avec la courbe de tarissement de la source. Cette opération nécessite un instrument d'excitation (générateur) et un instrument de mesure (oscilloscope).

Pour cette expérience, le générateur est connecté au point commun des résistances d'alimentation de $22 \cdot 10^6 \Omega$; l'influence de la zone de ruissellement souterrain est négligée, pour des raisons techniques surtout. D'autre part, comme les deux bassins partiels sont traités séparément, on cherchera à rendre linéaire la relation entre la courbe de décharge mesurée sur le modèle à l'exutoire du bassin de La Brévine (seuil du Bois de l'Halle), et la courbe de tarissement de la source; cette opération implique donc l'hypothèse H 4. - 1 (p. 126).

On constate qu'en prenant $K_2 = 10$ m/volt et $K_4 = 3{,}9 \cdot 10^8$ (au lieu de $4{,}8 \cdot 10^8$), la courbe de décharge du réseau, mesurée en un point quelconque du bassin de La Brévine, satisfait à l'équation $H = H_o \exp(-0{,}026\, t)$, qui est analogue à l'équation (4. - 4). Cette valeur "mesurée" de K_4 permet de corriger la valeur de K_1 (5. - 8) et par conséquent celle de S, qui devient (5. - 7) : $S = 3{,}6 \cdot 10^{-3}$.
Le même test appliqué au bassin des Verrières considéré isolément [1] permet d'obtenir une loi de décharge de la forme $H = H_o \exp(-0{,}096\, t)$. Le tarissement du débit propre au bassin des Verrières est donc beaucoup plus rapide que celui du débit qui franchit le seuil de Bois de l'Halle. Ceci est en accord avec la signification du coefficient α de l'exponentielle exprimant le tarissement d'une source :

$$\alpha = \frac{\pi^2 T}{4 X^2 S} \qquad \text{(DEGALLIER, 1969, p. 19)}$$

où T = transmissivité de l'aquifère
S = coefficient d'emmagasinement
X = longueur de la ligne de courant entre le sommet de la nappe et son exutoire.

α est donc fonction de $\frac{1}{X^2}$; pour les Verrières, X vaut environ 6,5 km, et pour La Brévine, 13 km (entre La Brévine et chacune des deux extrémités du bassin). Le calcul donne :

$$\frac{1/13^2}{1/6{,}5^2} = \text{environ } 0{,}25 \qquad \frac{0{,}026}{0{,}096} = \text{environ } 0{,}27$$

---

1) Dans ce cas il n'est pas tenu compte, pour des raisons techniques, de l'influence de l'apport en provenance du bassin de La Brévine.

Conclusions.

1. L'hypothèse H 4.-1 (p. 126) reste valable pour les volumes évacués pendant une période relativement longue, mais est infirmée pour des débits instantanés.

2. Selon les mesures réalisées sur le modèle, le débit propre au bassin des Verrières, dont la courbe de tarissement décroît très rapidement, devient négligeable vis-à-vis de celui qui franchit le seuil du Bois de l'Halle au bout d'une vingtaine de jours de régime non influencé. Après cet intervalle, la courbe de tarissement de l'exutoire du bassin de La Brévine est sensiblement identique à celle de la source.

3. Admettre que le débit de l'exutoire du bassin de La Brévine est en chaque instant égal au 68 % du débit de la source est donc une estimation prudente en phase de tarissement. Nous la conserverons cependant, en raison des approximations qui sont à la base des mesures sur le modèle.

4. Les mesures en régime transitoire montrent que le modèle constitue une représentation satisfaisante du système d'écoulement en phase de tarissement. Les mesures réalisées sur le modèle n'ont pas montré de contradiction avec l'ordre de grandeur du coefficient d'emmagasinement.

Chapitre 6

ETUDE QUANTITATIVE DES RESERVES EN EAU DU SYNCLINAL DE LA BREVINE

1. VOLUMES NECESSAIRES A LA REGULARISATION DU DEBIT DE L'EXUTOIRE (SEUIL DU BOIS DE L'HALLE)

Le débit mensuel moyen du synclinal de La Brévine, admis comme le 68 % du débit du bassin total, représente la quantité d'eau que l'on peut exploiter sans modifier la réserve régulatrice considérée pour chaque période mensuelle (chapitre 4, paragraphe 2.5.1). La fig. 6.-1 permet de déterminer la capacité d'accumulation dont il faudrait disposer pour garantir un débit d'exploitation donné; il s'agit de la courbe cumulative de l'écoulement mensuel, pour toute la période d'observation (1959-1969) (écoulement calculé pour des mois de 30 jours); lors des périodes déficitaires, la pente de la courbe est inférieure à celle de la droite des écoulements cumulés construite pour le débit considéré.

La fig. 6.-2 donne le nombre de ces périodes, classées selon le déficit de volume, et pour deux débits minima différents; l'intervalle étudié va de 1959 à 1969; les dates des périodes sont indiquées au tableau 6.-1.

Tableau 6.-1 Régularisation du débit du seuil du Bois de l'Halle; intervalle considéré: 1959 - 1969. Périodes déficitaires et accumulation nécessaire pour débit d'exploitation égal à 1 et 2 m^3/s

1. Débit à garantir: QBR = 1 m^3/s

Dates	Déficit de volume (10^6 m^3)
août - octobre 1959	1,8
septembre 1961	0,9
juillet - novembre 1962	7,9
février 1963	0,9
janvier 1964	0,9
juin - septembre 1964	4,4
septembre 1966	0,4
octobre 1969	0,4

2. Débit à garantir: QBR = 2 m^3/s

Dates	Déficit de volume (10^6 m^3)
février 1959	0,9
mai 1959	0,4
juillet - octobre 1959	10,6
avril - mai 1960	4,0
décembre 1960	0,4
mai 1961	1,8
septembre - octobre 1961	3,5
février 1962	1,5
juin 1962 - février 1963	26,5
juillet 1963	1,8
décembre 1963 - février 1964	5,7
juin - septembre 1964	14,0
décembre 1964 - février 1965	3,3
juin - juillet 1966	3,5
septembre 1966	3,5
juillet - août 1967	1,5
octobre 1967	1,8
juin-juillet 1968	0,9
janvier - février 1969	2,6
octobre - décembre 1969	4,4

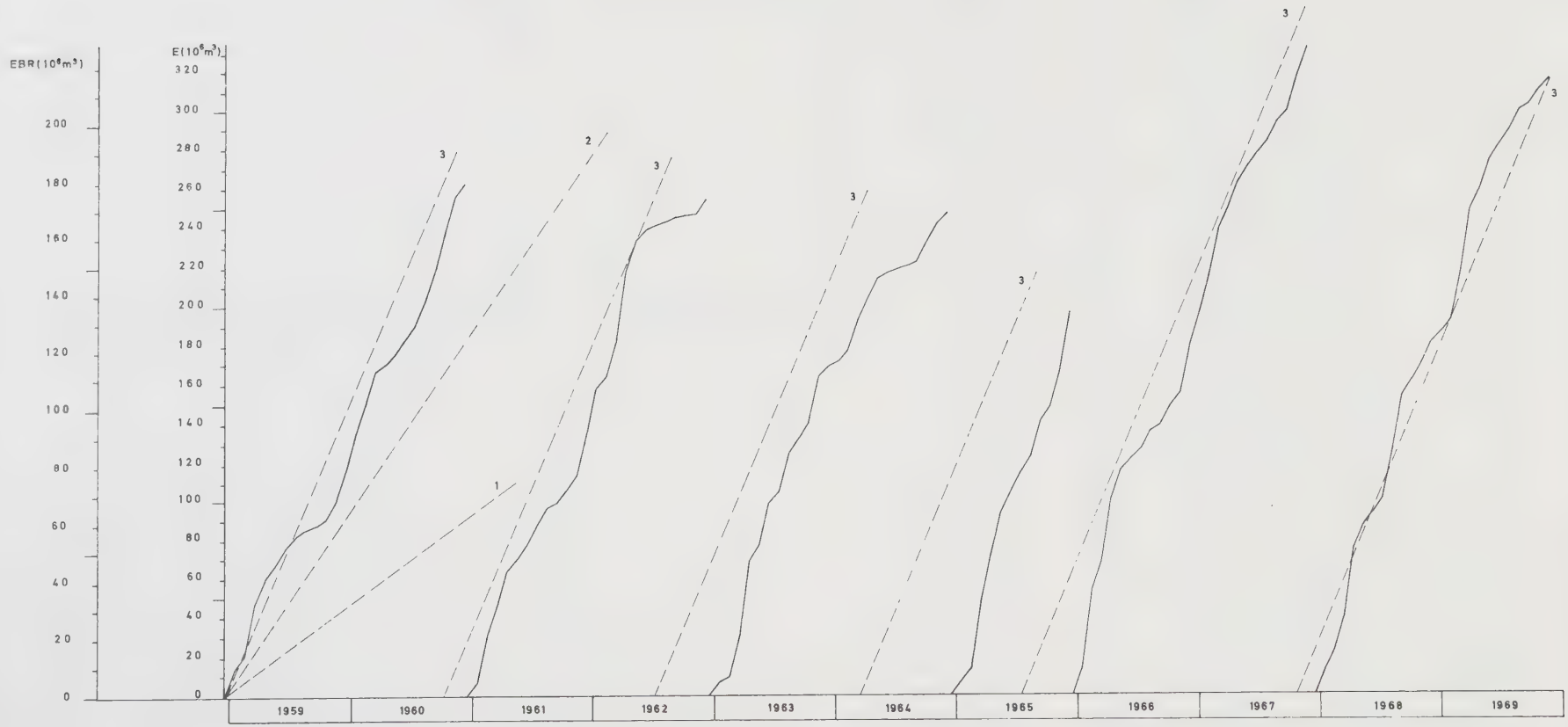


Fig. 6.-1 Courbe des écoulements cumulés.

E = écoulement du bassin total (Areuse, St. Sulpice). EBR = écoulement attribuable au bassin de La Brévine.

1: courbe des écoulements cumulés pour QBR = constante = 1 m^3/s
2: courbe des écoulements cumulés pour QBR = constante = 2 m^3/s
3: courbe des écoulements cumulés pour QBR = constante = 3,18 m^3/s (3,18 m^3/s est le module présumé du bassin de La Brévine).

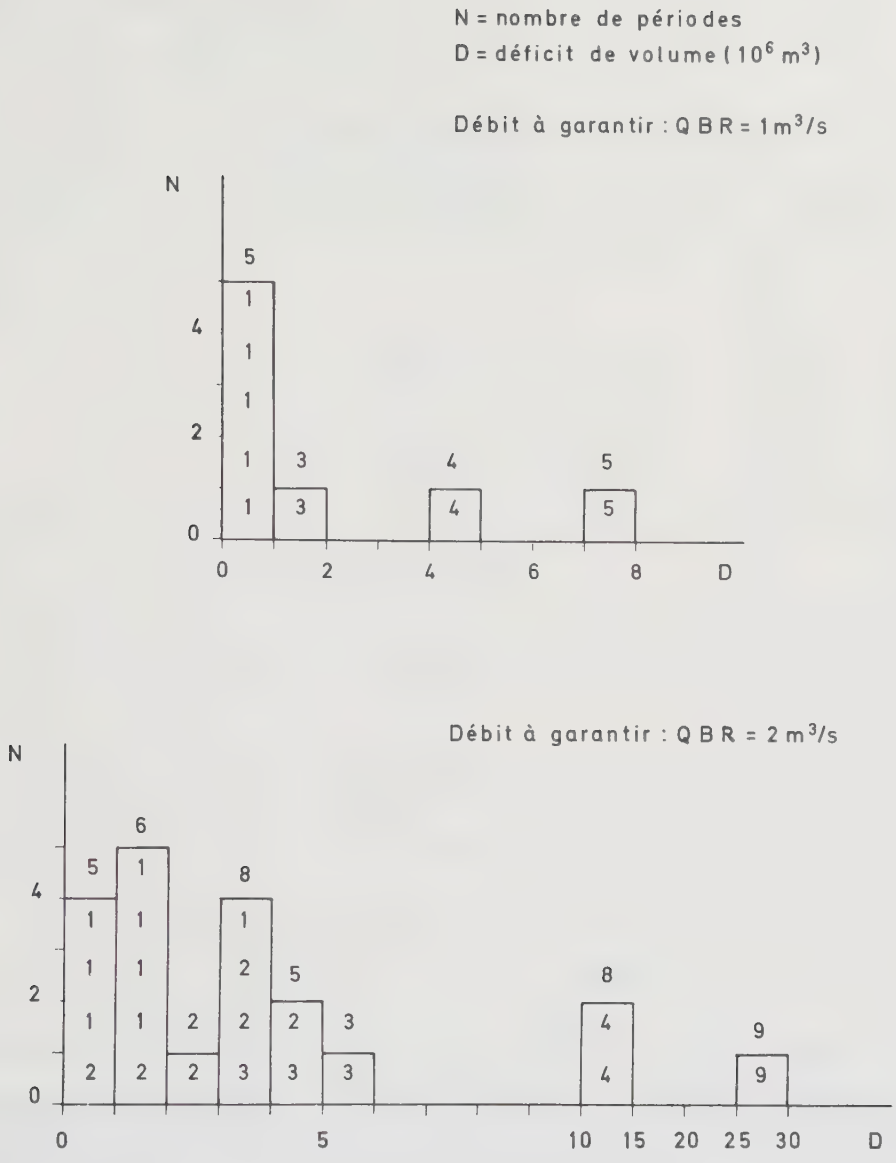


Fig. 6.-2 Régularisation du débit du seuil du Bois de l'Halle.
Histogramme des périodes déficitaires (débit inférieur au débit à garantir).
Les chiffres à l'intérieur des colonnes indiquent la durée de chaque période (en mois); la durée totale est inscrite au-dessus des colonnes. Intervalle considéré: 1959 - 1969.

L'examen de la fig. 6.-1 permet de distinguer trois périodes principales dont le débit moyen est égal au module (3,18 m^3/s): 1° janvier 1959 - mai 1962, 2° juin 1962 - avril 1968, 3° mai 1968 - décembre 1969. Au cours de ces périodes, l'accumulation nécessaire pour régulariser le débit à 3,18 m^3/s est respectivement de 42, 83 et 27 · 10^6 m^3. Les deux premières périodes citées peuvent se décomposer ainsi (tableau 6.-2):

Tableau 6.-2 Régularisation du débit du seuil du Bois de l'Halle.
Accumulation nécessaire pour débit d'exploitation égal au module d'écoulement.
Périodes considérés: I.1959 - V.1962 et VI.1962 - IV.1968.

Intervalles	Accumulation nécessaire pour régulariser le débit à 3,18 m^3/s (en 10^6 m^3)
I 1959 - XI 1959	31
I 1959 - VI 1960	31
I 1959 - VII 1960	36
I 1959 - IX 1961	36
I 1959 - XI 1961	42
I 1959 - V 1962	42
VI 1962 - II 1963	55
VI 1962 - VII 1964	55
VI 1962 - II 1965	83
VI 1962 - IV 1968	83

2. POSSIBILITE D'AUGMENTER LA RESERVE REGULATRICE EN PERIODE DE TARISSEMENT

Le but principal de la présente étude est de déterminer dans quelle mesure la capacité d'accumulation du sous-sol de la vallée de La Brévine pourrait être utilisée pour pouvoir exploiter un débit régularisé (STUCKY, 1954). Il s'agit donc d'examiner quelles sont les possibilités d'augmenter la réserve régulatrice, en la mettant en exploitation à une altitude inférieure à celle de l'exutoire naturel du bassin. Cette étude sera faite à partir d'un état du système d'écoulement correspondant à la phase de tarissement de l'exutoire; ces conditions correspondent à celles dans lesquelles la réserve serait mise à contribution. Le problème sera traité au moyen du modèle analogique RC.

2.1. Mesures sur modèle RC.

Le rapport STUCKY (1954) propose d'exploiter la réserve par une galerie drainante qui pénétrerait dans le synclinal entre le Bois de l'Halle et le lac des Taillères; l'altitude de l'ouvrage serait, à son extrémité NW, de 945 m. L'exploitation de la réserve par une telle galerie abaisserait rapidement la surface supérieure de la zone noyée au-dessous de la cote du seuil du Bois de l'Halle, ainsi que l'ont montré des mesures sur modèle RC (en régime transitoire); ces mesures indiquent également que le rayon d'action de l'ouvrage atteindrait les limites du bassin après un temps relativement très court. Le problème se ramène alors à celui de la vidange d'un réservoir par une ouverture pratiquée dans sa partie inférieure, à débit constant, et sans alimentation. Ce phénomène se déroule en régime transitoire; il sera cependant étudié en utilisant le modèle analogi-

que en régime permanent.

Description de la méthode de mesure.

1. On admet qu'au moment où l'on met l'ouvrage en exploitation, le système d'écoulement n'est pas influencé par une intervention artificielle, et que ses caractéristiques correspondent à la phase de tarissement de l'exutoire. L'état de départ choisi est celui représenté à la fig. 5. - 3, qui correspond approximativement à la carte piézométrique de la fig. 2. - 6.

Dans cette situation on a:

Q = 1,25 m^3/s (à la source de l'Areuse);
équivalent électrique: $2,7 \cdot 10^{-6}$ A
QBR = 0,85 m^3/s (au seuil du Bois de l'Halle);
équivalent électrique: $1,8 \cdot 10^{-6}$ A

2. On fait l'hypothèse qu'à partir de cet instant, le système d'écoulement souterrain ne se décharge plus par l'exutoire naturel, mais uniquement par l'ouvrage de captage.

3. On suppose que par la manoeuvre d'une vanne, on maintient constant le débit de l'ouvrage de captage; l'écoulement se fait par gravité. La structure de la surface piézométrique varie en fonction du temps; elle dépend également du débit d'exploitation fixé.

4. Au moment où la galerie sera dénoyée, le débit va tomber au-dessous de la valeur imposée. Cette situation critique est étudiée à l'aide du modèle analogique; l'état du système à cet instant est supposé être suffisamment voisin d'un état permanent ayant les mêmes conditions aux limites, pour que l'on puisse utiliser le modèle en réseau purement résistif.

Les conditions aux limites sont:
Point de prélèvement [1]: région de La Brévine.
Niveau piézométrique au point de prélèvement: 945 m.
Débit exploité: 1 m^3/s; équivalent électrique: $2,2 \cdot 10^{-6}$ A.

Ces conditions fixent le potentiel électrique que l'on doit imposer aux deux extrémités du système (les lignes d'écoulement convergent de ces deux extrémités vers le point de prélèvement).

La carte des potentiels électriques correspondante est représentée à la fig. 5. - 4.

Par comparaison des deux cartes de potentiels décrivant l'état initial et final du système, on peut calculer le volume de roche dénoyée, et connaissant le coefficient d'emmagasinement S, sensiblement égal à la porosité efficace M_e on obtient le volume d'eau exploité. La durée pendant laquelle le débit imposé peut être libéré par écoulement gravitaire, se calcule en divisant le volume par le débit.

---

1) En raison de la grande dimension de la maille du réseau (625 m), le prélèvement est appliqué en un point (noeud); dans les calculs qui suivent, on parlera donc de point de prélèvement; dans le cas réel, il s'agit d'une galerie drainante.

2.2. Débit disponible en fonction du temps.

Le volume de roche dénoyée entre les deux états étudiés ci-dessus est d'environ $2{,}2 \cdot 10^9$ m^3. En tenant compte d'un coefficient d'emmagasinement S = 3,6 ‰, on obtient un volume d'eau $V_1 = 7{,}93 \cdot 10^6$ m^3. A raison d'un débit de 1 m^3/s, cette réserve sera épuisée au bout de 92 jours.

Après ce laps de temps, on admet que la décroissance naturelle du débit obéira à une loi exponentielle; cette fonction est supposée être la même que celle qui caractérise le tarissement de la source: $Q = Q_o \exp(-0{,}026\ t)$. Ceci implique les hypothèses suivantes:

1. Le tarissement du bassin de La Brévine obéit à la même loi que celui du bassin total.

2. Les propriétés du système se déchargeant par gravité vers l'ouvrage de captage (altitude 945 m) sont les mêmes que lors de sa vidange par son exutoire naturel (seuil du Bois de l'Halle, altitude env. 986 m); propriétés géométriques, coefficient d'emmagasinement S, transmissivité T.

A partir des mesures décrites au paragraphe 2.1, et en admettant les hypothèses ci-dessus, il est possible de calculer le volume d'eau écoulable V_n à un débit constant quelconque Q = n. L'état de départ du système d'écoulement souterrain est celui représenté à la fig. 5.-3. Soit ΔV_n la différence $V_n - V_1$, V_1 (grandeur connue, voir plus haut) étant le volume écoulable pour Q = 1 m^3/s.

Par exemple:

1. $Q = 2\,m^3/s$

$$\Delta V_2 = \int_o^\infty \exp(-0{,}026\,t)\,dt - 2\int_o^\infty \exp(-0{,}026\,t)\,dt = -\frac{86 \cdot 400}{0{,}026} = -3{,}3 \cdot 10^6\ m^3$$

Pour $Q = 2\ m^3/s$, $V_2 = V_1 + \Delta V_2 = (7{,}93 - 3{,}3) \cdot 10^6\ m^3 = 4{,}63 \cdot 10^6\ m^3$

Ce volume sera épuisé en 27 jours.

2. $Q = 0{,}5\ m^3/s$

$$\Delta V_{0,5} = \int_o^\infty \exp(-0{,}026\,t)\,dt - 0{,}5\int_o^\infty \exp(-0{,}026\,t)\,dt = \frac{0{,}5 \cdot 86400}{0{,}026} = 1{,}65 \cdot 10^6\ m^3$$

Pour $Q = 0{,}5\ m^3/s$, $V_{0,5} = V_1 + \Delta V_{0,5} = (7{,}93 + 1{,}65) \cdot 10^6\ m^3 = 9{,}58 \cdot 10^6\ m^3$

Ce volume sera épuisé en 222 jours.

2.3. Hauteur piézométrique au-dessus du point de captage.

COUTAGNE (1948) exprime ainsi la vidange d'un réservoir à débit constant, par exemple par manoeuvre d'une vanne réglée en conséquence:

$$V = V_o\,(1 - \alpha t) \qquad (6.-1)$$

où V = volume du réservoir au temps t

V_o = volume au temps t = o

α = constante

Le rabattement de la surface piézométrique dans les conditions d'exploitation décrites au paragraphe 2.1 peut se décomposer en deux phases, qui prennent place entre trois états successifs de la surface piézométrique:

1^{e} état. Correspond aux conditions de départ (paragraphe 2.1, point 1; fig. 5.-3).

2^{e} état. Est réalisé à l'instant où le rayon d'influence du captage atteint les limites du système; l'intervalle de temps qui sépare les deux premiers états est relativement court. Cette situation a été simulée sur le modèle analogique; conditions aux limites: extrémités du bassin (noeuds 1 et 2, fig. 5.-3), mêmes conditions que pour le 1^{e} état; débit exploité: 1 m^{3}/s ($\equiv 2{,}2 \cdot 10^{-6}$ A); ces conditions fixent le potentiel au point de prélèvement (noeud 103, fig. 5.-4) à 987 centivolts, ce qui correspond à un rabattement de 6 m par rapport aux conditions de départ.

3^{e} état. Correspond à l'instant où la galerie de captage est dénoyée (paragraphe 2.1, point 4; fig. 5.-4).

La surface piézométrique entre le 2^{e} et le 3^{e} état reste sensiblement parallèle à elle-même. Ceci découle du fait que ces situations sont simulées par des conditions d'écoulement permanent. Conformément à la relation (6.-1), l'abaissement de la surface piézométrique satisfait donc à une loi linéaire; par simplification, il sera admis ci-dessous que cette loi est valable à partir du 1^{e} état déjà.

Calcul de H = f (t) au-dessus du point de prélèvement.

A partir de (6.-1), on peut écrire:

$$H = H_o (1 - \alpha t) = H_o - \beta t \qquad (6.-2)$$

où H = altitude de la surface piézométrique (mètres) au temps t (jours)

H_o = altitude au temps $t = 0$

α et β = constantes

Au-dessus du point de prélèvement, on a H_o = 993 m (mesuré sur le modèle, voir fig. 5.-3).

1. Q = 1 m^{3}/s

On a: $t = 0 \longrightarrow H = H_o = 993$ m

$t = 92$ jours $\longrightarrow H = 945$ m

D'où: $H = 993 - 0{,}52\,t$

2. Q = 2 m^{3}/s

On a: $t = 0 \longrightarrow H = H_o = 993$ m

$t = 27$ jours $\longrightarrow H = 945$ m

D'où: $H = 993 - 1{,}78\,t$

3. Q = 0,5 m^{3}/s

On a: $t = 0 \longrightarrow H = H_o = 993$ m

$t = 222$ jours $\longrightarrow H = 945$ m

D'où: $H = 993 - 0{,}22\,t$

Volume écoulable par unité de hauteur H.

Si l'on admet l'approximation faite en appliquant l'équation (6.-2), les volumes écoulables V pour un rabattement de 10 m au-dessus du point de captage sont les suivants:

1. $Q = 1\ m^3/s$

$$V = \frac{10}{48} \cdot 7{,}93 \cdot 10^6 = 1{,}65 \cdot 10^6\ m^3$$

2. $Q = 2\ m^3/s$

$$V = \frac{10}{48} \cdot 4{,}63 \cdot 10^6 = 0{,}96 \cdot 10^6\ m^3$$

3. $Q = 0{,}5\ m^3/s$

$$V = \frac{10}{48} \cdot 9{,}58 \cdot 10^6 = 2{,}00 \cdot 10^6\ m^3$$

Si les propriétés du système (propriétés géométriques, coefficient d'emmagasinement S, transmissivité T) ne changent pas au-dessous de 945 m d'altitude, les valeurs ci-dessus peuvent être extrapolées pour une éventuelle galerie implantée à une altitude inférieure. En fait, il est probable que la perméabilité de l'aquifère décroisse avec la profondeur, surtout à partir d'une centaine de mètres au-dessous de la surface topographique (LUNSKI, 1967; BORELLI et PAVLIN, 1967).

2.4. Résumé des paragraphes 2.2 et 2.3

1. Débit d'exploitation de l'ouvrage: $1\ m^3/s$

Volume disponible à débit constant: $7{,}93 \cdot 10^6\ m^3$
Durée de vidange à débit constant: 92 jours
Loi de vidange après 92 jours: $Q = \exp(-0{,}026\ t)$
(origine du facteur temps à t = 92 jours)
Variation de H de t = 0 à t = 92 jours: $H = 993 - 0{,}52\ t$
Pour $t > 92$ jours, H = constante = 945 m
Volume écoulable pour $\Delta H = 10$ m: $1{,}65 \cdot 10^6\ m^3$

2. Débit d'exploitation de l'ouvrage: $2\ m^3/s$

Volume disponible à débit constant: $4{,}63 \cdot 10^6\ m^3$
Durée de vidange à débit constant: 27 jours
Loi de vidange après 27 jours: $Q = 2 \cdot \exp(-0{,}026\ t)$
(origine du facteur temps à t = 27 jours)
Variation de H de t = 0 à t = 27 jours: $H = 993 - 1{,}78\ t$
Pour $t > 27$ jours, H = constante = 945 m
Volume écoulable pour $\Delta H = 10$ m: $0{,}96 \cdot 10^6\ m^3$

3. Débit d'exploitation de l'ouvrage: 0,5 m^3/s

Volume disponible à débit constant: 9,58 · 10^6 m^3
Durée de vidange à débit constant: 222 jours
Loi de vidange après 222 jours: $Q = 0,5 \cdot \exp(-0,026\ t)$
(origine du facteur temps à t = 222 jours)
Variation de H de t = 0 à t = 222 jours: $H = 993 - 0,22\ t$
Pour $t > 222$ jours, H = constante = 945 m
Volume écoulable pour $\Delta H = 10$ m: 2,00 · 10^6 m^3

2.5. Conclusions au paragraphe 2.

Le paragraphe 2.4 donne la valeur de la réserve régulatrice, pour des conditions d'exploitation données, et à partir d'un état du système d'écoulement tel que le débit passant par le seuil du Bois de l'Halle est de 0,85 m^3/s (ce qui correspond à un débit de la source de 1,25 m^3/s). On voit que cette valeur, qui représente aussi la capacité d'accumulation du bassin, est dans tous les cas inférieure à 10 · 10^6 m^3.

En comparant les données du paragraphe 2.4 et celles de la fig. 6.-2, on voit que pour la période 1959-1969, un débit minimum de 1 m^3/s aurait probablement pu être assuré grâce à la mise en exploitation de la réserve souterraine. Par contre, celle-ci n'aurait pas été suffisante pour garantir un débit minimum de 2 m^3/s pendant la même période.

Cette capacité d'accumulation est donc relativement faible, comparée aux volumes évacués mensuellement ou annuellement.

3. REMARQUES CONCERNANT L'EXECUTION D'OUVRAGES DE DERIVATION DE L'EAU SOUTERRAINE

Les calculs des paragraphes précédents concernant l'utilisation des ressources en eau du bassin de La Brévine impliquent l'hypothèse que l'ouvrage de captage est à même de soutirer la totalité du débit disponible au niveau du seuil du Bois de l'Halle. En réalité, une telle situation ne constitue que le plus favorable de tous les cas possibles. En effet, l'importance de l'hétérogénéité des propriétés physiques de l'aquifère, et la perméabilité relativement faible du système de fissures de 1er ordre, font que le succès d'une galerie de captage doit être considéré en termes de probabilité. Pour implanter un ouvrage de captage dans ces conditions, on doit rechercher la plus grande probabilité de recouper des fissures de 2e ordre; ces fissures devront constituer un réseau de drainage bien organisé vis-à-vis de la réserve de 1er ordre, pour fournir un débit intéressant. Or, comme le montre KIRALY (1969 d), on ne dispose pas encore de lois permettant d'étudier quantitativement la distribution spatiale des propriétés physiques de l'aquifère, à partir de données observables en surface.

C'est pourquoi une campagne de forages préalable destinée à tester les propriétés physiques de l'aquifère dans la zone de la galerie projetée est nécessaire. Mais dans tous les cas, "quelle que soit l'importance des travaux de reconnaissance effectués au préalable, ceux-ci ne pourront donner une garantie absolue sur les quantités d'eau qui pourront être captées et ce n'est qu'en exécutant la galerie de captage elle-même, puis en dérivant par cette galerie un débit important pendant un certain temps qu'on se rendra compte des possibilités

d'exploitation du bassin souterrain" (STUCKY, 1954, p. 5).

Les ouvrages de captage devront être orientés de façon à recouper les systèmes de joints les plus fréquents et les plus ouverts, en d'autres termes, les voies de drainage les plus probables. A la fig. 6.-3 sont représentés les pôles moyens des systèmes de diaclases dont la fréquence dépasse 10 joints par 10 mètres, mesurés par L. KIRALY en 19 stations dans la vallée de La Brévine (diagramme de SCHMIDT, projection équi-surface, hémisphère supérieur). Ces pôles se groupent en quatre accumulations principales, numérotées I à IV; la position des plans moyens correspondant à ces groupements, représentés à la fig. 6.-3, est la suivante:

système	I	N	160° E,	plongement	75° E
"	II	N	63° E,	"	84° W
"	III	N	08° E,	"	80° W
"	IV	N	105° E,	"	subvertical

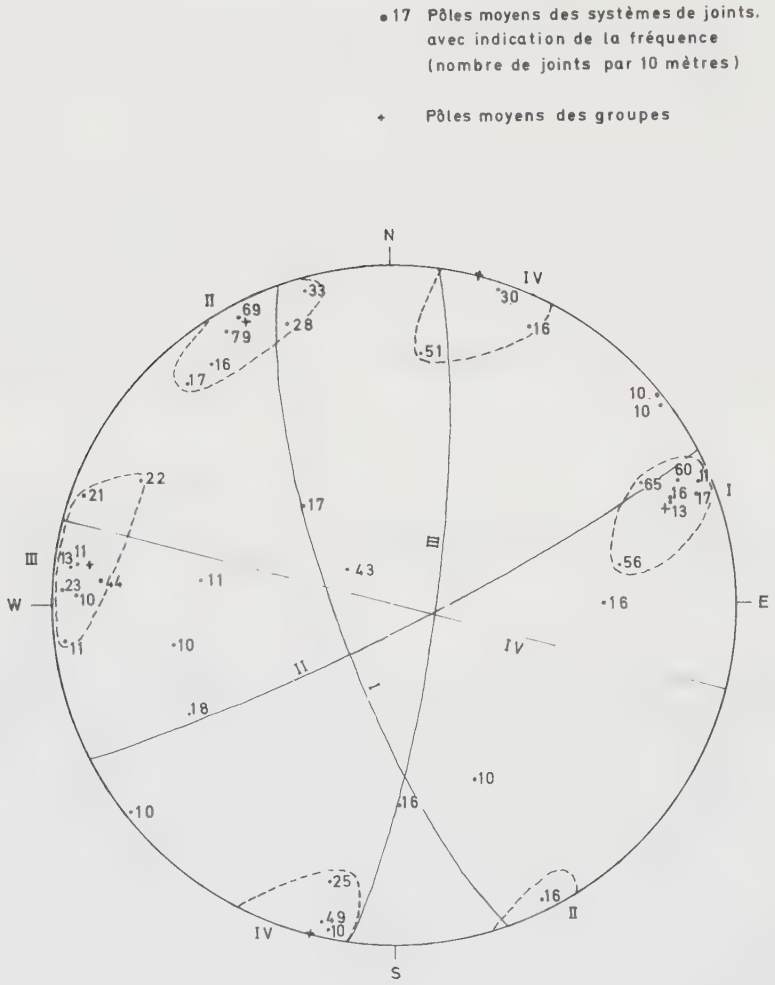


Fig. 6.-3 Orientation des pôles moyens des fissures,
mesurées en 19 stations dans la vallée de La Brévine (mesures L.KIRALY).
Projection stéréographique sur diagramme de SCHMIDT équi-surface, hémisphère supérieur.

Ces systèmes peuvent être considérés comme équivalents aux quatre groupements mis en évidence par KIRALY et SIMEONI (1970) dans la partie occidentale de la vallée de La Brévine, et qui sont numérotés de la même façon; ces auteurs les interprètent de la façon suivante:

systèmes I et II, joints de tension
système III, joints de cisaillement sénestres
système IV, joints de cisaillement dextres

Les systèmes I et III sont les plus karstifiés, la karstification étant surtout localisée à l'intersection des fissures et des plans de stratification.

Nous estimons que la zone la plus intéressante pour implanter une galerie de captage est la région du seuil du Bois de l'Halle, qui constitue l'exutoire du système d'écoulement souterrain du synclinal de La Brévine. Cette situation présente les avantages suivants:

1. Puisqu'il s'agit d'une zone d'exutoire, tout le débit du bassin traverse une section d'écoulement relativement restreinte; dans cette région, les chances de capter la plus grande partie possible du débit du bassin sont les plus nombreuses.

2. La section étant minimum, la vitesse d'écoulement est maximum. Si l'on admet que la dissolution dépend du champ des vecteurs vitesse de filtration (KIRALY, 1969 d; KIRALY, MATHEY, TRIPET, 1969; BEDINGER, 1966; MANDEL, 1965), cette région offre la plus grande probabilité d'être parcourue par un réseau de drains bien développés. C'est précisément ces drains que l'on souhaite intercepter au moyen de l'ouvrage de captage.

Le tracé de galerie proposé par STUCKY (1954) passe précisément dans la région du Bois de l'Halle; c'est à partir de ce projet que l'étude de détail de cette zone doit permettre de définir un tracé définitif.

CONCLUSIONS

La capacité d'accumulation souterraine du bassin est faible par rapport aux prévisions du rapport STUCKY (1954); ceci est surtout dû au fait que la porosité efficace, qui avait été estimée à 2,5 % environ, est inférieure à 4 ‰, d'après les résultats de la présente étude. D'autre part, comme ceci a été souligné au chapitre 6, il est impossible de prévoir quelle fraction du débit disponible pourra être réellement dérivée par un ouvrage de captage; cette inconnue est liée à l'hétérogénéité des propriétés physiques de l'aquifère, et à l'impossibilité d'étudier quantitativement la distribution spatiale de ces propriétés à partir de données observables en surface, dans l'état actuel des recherches dans ce domaine (KIRALY, 1969 d). Cependant, les débits disponibles sont importants, et la capacité d'accumulation est faible mais non négligeable. Il appartient au spécialiste de l'énergie d'étudier, sur la base des données de cette étude, les diverses possibilités de planifier l'utilisation des ressources en eau du bassin, et de juger de leur rentabilité.

On remarquera que l'étude des ressources en eau du bassin en question a été menée sans faire intervenir le bilan hydrologique. Celui-ci était considéré, au départ, comme la principale méthode d'étude de la réserve du bassin. Ceci était valable lorsque l'on ne disposait d'aucune mesure directe concernant l'eau souterraine; ce n'est en effet qu'à partir de la seconde étape de l'étude que des forages d'observation ont été entrepris. Actuellement, on dispose d'enregistrements limnigraphiques réalisés dans les piézomètres, et couvrant une durée de 3 à 5 ans; grâce à ces mesures, il a été possible d'élaborer et de tester un modèle théorique de l'écoulement souterrain (chapitre 4, paragraphe 1), à partir duquel on peut maintenant évaluer la réserve directement, sans passer par la voie indirecte du bilan.

Pratiquement, le bilan comporte deux inconnues: l'évapotranspiration réelle, et la variation de la réserve souterraine entre les limites de la période considérée; le premier terme ne peut être calculé, dans l'état actuel des recherches dans ce domaine, que par des méthodes plus ou moins empiriques; quant à la grandeur du second, elle est du même ordre que l'erreur possible sur la somme des autres termes (tableaux 4.-8 et 4.-9). Ainsi, le bilan ne constitue pas, dans le cas présent, une méthode pratique d'étude quantitative de la réserve.

Comme il a été vu dans ce qui précède, les conditions d'exploitation de la réserve seront différentes si l'exutoire du système d'écoulement souterrain est en période de crue ou de tarissement. En période de crue, les ressources sont identiques à la fraction du débit global du bassin de La Brévine qu'il sera pratiquement possible de dériver (chapitre 4, paragraphe 2.5.1 et fig. 4.-15); si cette fraction est voisine de 100 %, on aura: Ressources ≡ débit global de la nappe; ce captage très près de l'exutoire (seuil du Bois de l'Halle) du système d'écoulement a une action négligeable sur la réserve. En période de tarissement, les ressources sont très supérieures au débit naturel, puisque celui-ci peut cesser complètement (au niveau du seuil du Bois de l'Halle) et que l'on admet un épuisement de la réserve jusqu'au niveau de la galerie drainante (chapitre 6, paragraphe 2). Pour un même ouvrage de captage, on obtient donc, selon les conditions naturelles, deux situations opposées, qui correspondent aux deux cas limites de l'exploitation d'une nappe décrite par MARGAT (1969, p. 14). Dans les deux cas, la ressource est prélevée sur le facteur "débit à l'exutoire"; dans le second cas, le débit capté étant beaucoup plus grand que le débit sortant, on épuise la réserve; l'évaluation des ressources est donc obtenue par étude directe du facteur "débit à l'exutoire" et de la loi qui régit l'épuisement de la réserve. Le bilan n'a pas d'utilité pratique dans ce cas (MARGAT, 1969).

Par contre, l'établissement du bilan garde sa signification vu sous l'angle de la recherche scientifique; il "impose de chercher à évaluer d'abord tous les composants discernés indépendamment les

uns des autres, puis les sommes des deux termes, ainsi que Δ réserve. L'interprétation de l'écart - ou de l'absence d'écart - résultant de la confrontation de ces termes, c'est-à-dire de la mise en équation proprement dite, vient ensuite" (MARGAT, op. cit., p. 55).

A la suite des considérations ci-dessus, on voit que les recherches concernant les eaux souterraines sont de première importance dans le cadre d'une étude semblable à celle du bassin de la source de l'Areuse. Les données relatives à ces dernières sont d'autant plus rares que le coût des forages profonds en terrains calcaires est élevé; aussi, lorsque l'on a la possibilité de réaliser des sondages, on doit en tirer le maximum de renseignements possible, faute de quoi les sommes investies dans les travaux seront mal utilisées. Les mesures à réaliser dans les forages ont surtout pour but les points suivants:

1. Etude quantitative des relations entre la fissuration en surface et en profondeur, et la perméabilité K.

2. Estimation quantitative des champs des facteurs K (coefficient de perméabilité de DARCY), M_e (porosité efficace) et φ (potentiel hydraulique).

3. Etude des propriétés chimiques et physiques de l'eau, afin de les confronter avec le modèle théorique du système d'écoulement.

Ces conclusions rejoignent celles de KIRALY (1969 d).

D'autre part, un facteur du modèle théorique a été négligé dans la présente étude, faute de données; il s'agit de l'infiltration dans la zone non saturée. Dans le domaine du karst, ce phénomène est mal connu; il peut difficilement être étudié dans des forages; par contre, des observations à ce sujet devraient être entreprises dans des cavités naturelles ou des galeries artificielles.

BIBLIOGRAPHIE

AUDETAT, M. (1961-1963): Essai de classification des cavernes de Suisse. Stalactite, Bull. Soc. Suisse de Spéléo., IV, 6 (1961), V, 7 (1962), et V, 8 (1963), p. 151-364.

—— (1968): Liste des cavités karstiques situées sur le territoire du canton de Neuchâtel. Centre d'hydrogéologie, Neuchâtel, non publié, 18 p. + 1 carte spéléologique éch. 1: 50'000.

BEDINGER, M.S. (1966): Electric-analog study of cave formation. Bull. of the Nat. Speleo. Soc., U.S.A., 23, 3, p. 127-132.

BORELLI, M., PAVLIN, B. (1967): Approach to the problem of the underground water leakage from the storages in karst regions. AIHS, Publ. No 73 (Actes colloque Dubrovnik), p. 32-62.

BOUIX, R., GIAUQUE, P. (1969): Les crues de la Luire. Spéléos, Bull. du Gr. Spéléo. Valentinois, Valence, 18, 64, p. 20-30.

BOUSSINESQ, J. (1877): Essai sur la théorie des eaux courantes. Mémoires présentés par divers savants à l'Académie des Sc. de l'Inst. Nat. de France, 23, 1.

—— (1904): Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. J. Math. pures et appl., 10 (5e série), p. 5-78, 363-394.

BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES (1968): Carte géologique de la France au 1: 50'000, feuille XXXV-24, Morteau; avec notice explicative, 12 p. Service de la Carte géol. de la France, B.R.G.M., Orléans.

BURGER, A. (1959): Hydrogéologie du bassin de l'Areuse. Thèse, Neuchâtel, 304 p.

—— (1963): Répercussions et enseignements de la sécheresse de 1962 sur l'approvisionnement du canton en eau potable. Rép. et Canton de Neuchâtel, Département des Travaux Publics, 49 p.

BUXTORF, A. CHRIST, P. (1944): Carte géologique générale de la Suisse au 1: 200'000, feuille 1, Neuchâtel; avec notice explicative, 27 p. Comm. géol. S.H.S.N.

CASTANY, G. (1963): Traité pratique des eaux souterraines. Dunod, Paris, 657 p.

—— (1968): Prospection et exploitation des eaux souterraines. Dunod, Paris, 717 p.

CHIDLEY, T.R.E. (1969): A new method of investigating river recession curves. Journ. of the Institution of Water Eng., 23, 3, p. 177-186.

COUTAGNE, A. (1948): Les variations de débit en période non influencée par les précipitations. La Houille Blanche, 3, 5, p. 416-436.

CROUZET, E., HUBERT, P., OLIVE, Ph., SIWERTZ, E. (1970): Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface. Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement. Journ. of Hydrology, 11, 3, p. 217-229.

DE BOSSET, C. (1965): Recherches hydrogéologiques; sondages profonds 1963-1965. Comité de l'Areuse, non publié, 54 p.

DEGALLIER, R. (1969): Interprétation des variations naturelles du niveau des nappes. Bull. B.R.G.M. (2e série), sect. III, No 2, p. 7-56.

DELAROZIERE, O. (1968): Contribution à l'étude du bassin du Doubs; climatologie, hydrologie et déficit d'écoulement rapportés aux unités géologiques. B.R.G.M., Lyon, 68 SGL 162 JAL, 82 p.

DEUTSCHER WETTERDIENST (1963): Aspirations-Psychrometer-Tafeln. F. Vieweg, Braunschweig, 194 p.

DREW, D.P. (1970): The significance of percolation water in limestone catchments. Ground Water, 8, 5, p. 8-11.

ELECTRICITE DE FRANCE, Lyon: Carte d'isohyètes "normale 1936-1965". E.D.F., non publié.

ERICKSON, O.M., McCORQUODALE, J.A. (1966): Application of computers to the determination of snow-melt runoff. Statistical methods in hydrology, proceedings of hydrol. symposium No 5, Nat. Research Council of Canada; R. Duhamel éd., Ottawa, p. 361-378.

FAVRE, J. (1911): Description géologique des environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds. Ecl. geol. Helv., 11, p. 369-475; avec 1 carte géol. au 1: 25'000.

FROHNHOLZER, J. (1967): Die Füllung der Lechspeichers Forggensee, gestützt auf Zuflussvorhersagen (...). Die Wasserwirtschaft, 57, 12, p. 413-426.

GEZE, B. (1965): Les conditions hydrogéologiques des roches calcaires. Chronique d'hydrogéologie, B.R.G.M., No 7, p. 9-39.

GIGON, R. (1957): Prospection spéléologique de la vallée de La Brévine. Services Industriels du Locle, non publié, 40 p.

HAEBERLI, R. (1968): Levé cartographique agricole des stations végétales de la Côte (canton de Vaud, Suisse). Thèse, EPF Zurich, 88 p.

HALL, F.R. (1968): Base - flow recessions - A review. Water Resources Research, 4, 5, p. 973-983.

HALLAIRE, M. (1958): Le rôle de la végétation dans l'épuisement des réserves en eau du sol. AIHS, Public. No 44 (Assemblée de Toronto), p. 412-422.

HEGEDÜS, M., SZESZTAY, K. (1967): Erläuterungen zur Evidenzführung des Wassergleichwerts der Schneedecke. Hidrológiai Közlöny, 47, 11, p. 481-486.

HITCHON, B. (1969 a): Fluid flow in the Western Canada sedimentary basin. 1. Effect of topography. Water Resources Research, 5, 1, p. 186-195.

—— (1969 b): Fluid flow in the Western Canada sedimentary basin. 2. Effect of geology. Water Resources Research, 5, 2, p. 460-469.

HOECK, E. (1952): Der Einfluss der Strahlung und der Temperatur auf den Schmelzprozess der Schneedecke. Mat. carte géol. de la Suisse, sér. géotechnique, hydrologie, 8, 36 p.

HUNTER BLAIR, A. (1967): Short Course in Ground Water: Electrical Analogue Techniques Applied to Groundwater Flow. Water Research Association, Medmenham, G.-B., 11 p.

INSTITUT SUISSE DE METEOROLOGIE, Zurich: Annales.

—— Ergebnisse der täglichen Niederschlagsmessungen.

JACCARD, A. (1886): Note sur la source de la Reuse et le bassin des Taillères. Bull. Soc. Neuch. Sc. nat., 15, p. 60-64.

KIRALY, L. (1969 a): Carte hydrogéologique du canton de Neuchâtel, échelle 1: 50'000. Centre d'hydrogéologie, Neuchâtel. A paraître.

—— (1969 b): Bref commentaire à la carte structurale de la surface Argovien-Séquanien dans le canton de Neuchâtel. Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat., 92, p. 71-72; avec 1 carte structurale.

—— (1969 c): Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés. Eclogae geol. Helv., 62, 2, p. 613-619.

—— (1969 d): La notion d'"Unité hydrogéologique" dans le Jura (Essai de définition). Thèse, Neuchâtel. Eclogae geol. Helv.; à paraître.

—— (1970): L'influence de l'hétérogénéité et de l'anisotropie de la perméabilité sur les systèmes d'écoulement. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.- Geol. u.- Ing., 37, 91, p. 50-57.

KIRALY, L., MATHEY, B., TRIPET, J.P., (1969): Fissuration et orientation des cavités souterraines; région de la grotte de Milandre (Jura tabulaire). Actes du 5e Congrès Internat. de Spéléologie, Stuttgart; à paraître.

KIRALY, L., SIMEONI, G.P. (1970): Structure géologique et orientation des cavités karstiques: la grotte de "Chez-le-Brandt" (Jura neuchâtelois). Actes 4e Congrès Nat. Spéléologie, Neuchâtel; à paraître.

KLIKOFF, L.G. (1965): Microenvironmental influence on vegetational pattern near timberline in the Central Sierra Nevada. Ecol. Monog. 35, p. 187-211.

LEONARD, R.E., ESCHNER, A.R. (1968): Albedo of intercepted snow. Water Resources Research, 4, 5, p. 931-935.

LINSLEY, R.K., KOHLER, M.A., PAULHUS, J.L.H. (1949): Applied Hydrology. Mc Graw-Hill, New-York, 689 p.

LLOYD, A.J. (1958 a): Lever géologique sur plan d'ensemble du Canton de Neuchâtel au 1: 5'000, feuilles 851, 852, 853, 854. Institut de géologie, Neuchâtel, non publié.

—— (1958 b): Geology of the region between Le Locle and Les Ponts-de-Martel. Institut de Géologie, Neuchâtel, non publié, 43 p.; avec 1 carte géol. au 1: 25'000.

—— (1964): Cover folding in the Son-Martel chain (Jura neuchâtelois). Geol. Rundschau, 53, 2, p. 551-580; avec 1 carte géol. au 1: 11'500.

LUGEON, J. (1928): Précipitations atmosphériques, écoulement et hydroélectricité. Public. de l'Inst. fédéral de Météorol. et de l'Ass. suisse pour l'aménagement des eaux, fasc. 16, 366 p.

LUNSKI, S. (1967): Prospection géophysique, La Brévine et La Chaux-du-Milieu. Etat de Neuchâtel, Service des Ponts et Chaussées, non publié; 23 + 12 p.

MANDEL, S. (1965): A conceptual model of karstic erosion by groundwater. AIHS, Publ. No 74 (Colloque Dubrovnik), p. 662-664.

MANGIN, A. (1969): Etude hydraulique du mécanisme d'intermittence de Fontestorbes (Belesta-Ariège). Annales de Spéléologie, 24, 2, p. 253-298.

—— (1970): Méthode d'analyse des courbes de décrue et tarissement dans les aquifères karstiques. C.R. Acad. Sc. Paris, 270, p. 1295-1297.

MARGAT, J. (1965): Possibilités d'exploitation saisonnière des réserves régulatrices des nappes. B.R.G.M., Paris, D.S. 65. A42, 34 p.

—— (1969): Ressources en eau souterraine et bilan des nappes. B.R.G.M., Orléans, 69 SGL 208 HYD, 67 p.

MEIMAN, J.R. (1968): Snow accumulation related to elevation, aspect and forest canopy. National Workshop Seminar, Snow Hydrol., Univ. of New Brunswick, 20 p.

MEIMAN, J.R., FROEHLICH, H., DILS, R.E. (1968): Snow Accumulation in relation to elevation and forest canopy. Nat. Fall Meeting, Am. Geophys. Union, San Francisco, 3 p.

METZ, B. (1966): Beiträge zur geomorphologischen Entwicklung dreier Becken im Neuenburger Jura. Thèse, J.W. Goethe-Univ., Frankfurt am Main, 56 p.

MILLER, D.H. (1959): Transmission of insolation trough Pine forest canopy, as it affects the melting of snow. Mém. de l'Inst. suisse de recherches forestières, 35, 1, p. 57-77.

—— (1965): Sources of energy for thermodynamically-caused transport of intercepted snow from forest crowns. Internat. Symposium on Forest Hydrol., Pennsylvania State Univ., Pergamon Press, p. 201-211.

MISEREZ, J.J. (1969 a): Utilisation d'une électrode spéciale pour la mesure de $PC0_2$ dans les eaux et l'atmosphère - Application à l'étude des phénomènes karstiques du Jura suisse. Actes du 5e Congrès Internat. de Spéléologie, Stuttgart; à paraître.

—— (1969 b): Corrélations Na/K dans les eaux karstiques du Jura - Applications aux diagrammes d'équilibre des systèmes $Na_2 0$ - resp. $K_2 0$ - $C0_2$ - $H_2 0$ et $Na_2 0$ - resp. $K_2 0$ - $Al_2 0_3$ - $S_i 0_2$ - $H_2 0$.
Actes Congrès hydrogéochimie et hydrogéol. de la Deutschen geol. Gesell., Krefeld; à pa-

raître.

MISEREZ, J.J.(1970): Premier bilan des indices de saturation en carbonates dans le bassin supérieur de l'Areuse, NE. Actes du 4e Congrès Nat. de Spéléologie, Neuchâtel; à paraître.

MOOR, M. (1963): Pflanzengesellschaften als Geologische Zeiger im Jura. Regio Basilienses, IV, 1, p. 15-38.

MUHLETHALER, C. (1930): Atlas géologique de la Suisse au 1: 25'000, No 2, feuilles 276 La Chaux - 277 Les Verrières; avec notice explicative, 6 p. Comm. géol. S.H.S.N.

—— (1931): Etude géologique de la région des Verrières (canton de Neuchâtel). Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat., 56, p. 121-300.

OFFICE FEDERAL DE L'ECONOMIE HYDRAULIQUE, Berne: Annuaire hydrographique de la Suisse.

OLIVETTI-SCHULE (sans date): OLIVETTI-Programma 101; Statistische Programmsammlung. Königstein/ Taunus, 240 p.

PARDE, M. (1947): Fleuves et rivières. A. Colin, Paris; 224 p.

PRIMAULT, B. (1953): Contribution à l'étude de l'influence des éléments météorologiques sur l'accroissement des forêts. Thèse, EPF Zurich, 61 p.

—— (1957): Contribution à l'étude des réactions végétales aux éléments météorologiques. Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat., 80, p. 115-162.

—— (1961): Nouveaux essais comparatifs de la mesure de l'évaporation. Archiv für Meteo., Geophys. und Bioklimatologie, série B, 11, 2, p. 251-268.

—— (1963): Du calcul de l'évapotranspiration. Archiv für Meteo., Geophys. und Bioklimatologie, 12, 1, p. 124-150.

—— (1964): Les dates d'apparition du printemps en Suisse. Annales de l'Institut Suisse de Météorologie, Zurich, 100, p. 5/5 - 5/10.

—— (1968): D'une application pratique des indices biométéorologiques. Agricultural Meteorology, 6, p. 71-96.

REMENIERAS, G. (1959): Eléments d'hydrologie appliquée. Armand Colin, Paris; 208 p.

RICHARD, J.L. (1961): Les forêts acidophiles du Jura. Etude phytosociologique et écologique. Mat. levé géobotanique de la Suisse (S.H.S.N.), 38, 164 p.

—— (1964): Carte phytosociologique des forêts du canton de Neuchâtel; éch. 1: 10'000; avec notice explicative, 13 + 39 p., Institut de Botanique, Neuchâtel, non publié.

—— (1965): Extraits de la carte phytosociologique des forêts du canton de Neuchâtel. Mat. levé géobotanique de la Suisse (S.H.S.N.), 47, 40 p.

RICKENBACH, E. (1925): Description géologique du Val-de-Travers entre Fleurier et Travers, du Cirque de Saint-Sulpice et de la vallée de La Brévine. Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat., 50, p. 1-76; avec 1 carte géol. au 1: 25'000, 1 carte tectonique au 1: 25'000, et une série de profils géol.

RIVA, A. (1964): Bassin-versant de la source de l'Areuse. Rapport du Comité directeur des études sur les investigations effectuées de 1959 à 1963 et sur leur résultat. Comité de l'Areuse, non publié, 20 p. Avril 1964.

ROCHE, M. (1963): Hydrologie de surface. Gauthier-Villars, Paris; 430 p.

RODDA, J.C. (1967): The rainfall measurement problem. AIHS, Assemblée de Berne, à paraître.

ROLLIER, L., FAVRE, J. (1910): Carte géologique des Environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds, éch. 1: 25'000. Mat. Carte géol. Suisse, carte sp. No 59, Comm. géol. S.H.S.N.

SANDOZ, R. (1949): La température à Neuchâtel de 1864 à 1943. Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat., 72, p. 143-216.

SCHARDT, H. (1904): Origine de la source de l'Areuse (la Doux); Mél. géol., 5e fasc. Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat., 32, p. 118-139.

SCHEIDEGGER, A.E. (1968): Horton's laws of stream lengths and drainage areas. Water Resources Research, 4, 5, p. 1015-1021.

SCHINDLER, B. (1969): Vallée des Ponts; rapport de l'étude statistique des joints. Centre d'hydrogéologie, Neuchâtel, non publié, 3 p.

SCHOELLER, H. (1962): Les eaux souterraines. Masson, Paris, 642 p.

—— (1967 a): Méthodes pour obtenir le bilan des eaux souterraines. AIHS, Assemblée Générale de Berne, publication no. 77, 1968, p. 87-107.

—— (1967 b): Hydrodynamique dans le karst (écoulement et emmagasinement). Chronique d'hydrogéologie, B.R.G.M., No 10, p. 7-21.

SCHREIBER, K.F. (1968): Les conditions thermiques du Canton de Vaud et leur graduation. Cahiers de l'aménagement régional, Office cant. vaud. de l'urbanisme, 5, 31 p., 1 carte des niveaux thermiques au 1: 100'000.

SIMEONI, G.P. (1970 a): Etalonnage des cellules SOILTEST pour la mesure de l'humidité et de la température des sols. Comité de l'Areuse, non publié, 4 p.

—— (1970 b): Forage No 2, La Brévine (Les Cotards); rapport sur l'étude des résultats des essais d'absorption d'eau. Centre d'hydrogéologie, Neuchâtel, non publié, 5 p.

—— (1970 c): Interprétation d'un essai de pompage dans le forage de La Brévine. Centre d'hydrogéologie, Neuchâtel, non publié, 4 p.

SIMEONI, G.P., TRIPET, J.P. (1970): Influence de l'hétérogénéité de la perméabilité des roches sur la surface piézométrique: quelques essais réalisés sur papier conducteur. Actes 4e Congrès Nat. Spéléologie, Neuchâtel; à paraître.

SITTNER, W.T., SCHAUSS, C.E., MONRO, J.C. (1969): Continuous Hydrograph Synthesis with an API - Type Hydrologic Model. Water Resources Research, 5, 5, p. 1007-1022.

SNOW, D.T. (1968): Rock fracture spacings, openings, and porosities. J. Soil Mech. Fdns Div. Am. Soc. civ. Engrs 94, (SM 1), p. 73-91.

—— (1970): The frequency and apertures of fractures in rock. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 7, p. 23-40.

SPIEGEL, M.R. (1961): Theory and problems of statistics. Schaum Publ. Co., New York, 359 p.

SPINNER, H. (1932): Carte phytogéographique du Haut-Jura neuchâtelois nord-occidental; éch. 1: 25'000. Mat. levé géobotanique de la Suisse (S.H.S.N.), 17.

STUCKY, A. (1954): Régularisation des débits de l'Areuse. Bassin souterrain de La Brévine. Etude préliminaire. Services Industriels du Locle, non publié, 26 p.

SZESZTAY, K. (1958): Graphs for estimating evaporation from large areas. AIHS, Public. No 44 (Assemblée de Toronto), p. 333-359.

TALOBRE, J. (1957): La mécanique des roches. Dunod, Paris, 444 p.

TOTH, J. (1963): A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. Journ. of Geophysical Res., 68, 16, p. 4795-4812.

TRIPET, J.P. (1967): Bassin de la source de l'Areuse. Bilans pour la période 1959-1966. Comité de l'Areuse, non publié, 36 p. Avril 1967.

—— (1970 a): Bassin de la source de l'Areuse. Introduction au rapport final. Comité de l'Areuse, non publié, 11 p. Septembre 1970.

TRIPET, J.P. (1970 b): Bassin de la source de l'Areuse. Etude quantitative des réserves en eau du bassin. Comité de l'Areuse, non publié, 33 p. Novembre 1970.

—— (1971): Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse. Vallées de La Brévine et des Verrières. Rapport final. Comité de l'Areuse, non publié. 198 p., + Annexes A (52 p.) et B (13 p.), janvier 1971.

UTTINGER, H. (1949): Les précipitations en Suisse, 1901-1940. Extr. Guide de l'Economie hydraulique et de l'Electricité de la Suisse, Ass. suisse p. aménagement des eaux, 2, 27 p., avec 1 carte pluviométrique éch. 1: 500'000.

—— (1951): Zur Höhenabhängigkeit der Niederschlagsmenge in den Alpen. Archiv. f. Meteor., Geoph. und Bioklimatol., Ser. B., II, p. 360-382.

VEIHMEYER, F.J. (1964): Evapotranspiration. Handbook of applied hydrology, VEN TE CHOW Editor; Mc Graw-Hill, p. 11-1 - 11-38.

VENETIS, C. (1969): A study on the recession of unconfined aquifers. Bull. A.I.H.S., 14, 4, p. 119-125.

VERDEIL, P. (1969): Utilisation pratique de la méthode de Thornthwaite dans l'étude du bilan hydrique des bassins. Journées H. SCHOELLER, Bordeaux. Mém. B.R.G.M., No 76, p. 869-896.

WALTON, W.C. (1964): Electric Analog Computers and Hydrogeologic System Analysis in Illinois. Ground Water, 2, 4, 11 p.

WITTKE, W., LOUIS, Cl. (1968): Modellversuche zur Durchströmung klüftiger Medien. Felsmech. u. Ing. Geologie, Suppl. IV: p. 52-78.

CARTES

1. Cartes topographiques.

Carte nationale de la Suisse, au 1: 25'000,
feuilles 1143 Le Locle, 1162 Les Verrières, 1163 Travers

Carte nationale de la Suisse au 1: 50'000,
feuilles 231 Le Locle, 241 Val-de-Travers.

Carte nationale de la Suisse, au 1: 100'000,
feuilles 30 Besançon, 35 Vallorbe.

2. Cartes géologiques.

Voir chapitre 2, paragraphe 4.1.

Tableau 3.-2.1 Hauteurs de précipitations annuelles et module pluviométrique annel (en mm).

Stations dans le périmètre du bassin.

Légende: ( ) Valeurs concernant les années civiles.
* Valeurs interpolées.
1) Pour les 9 premières années, valeurs de La Place Jeannin.
2) Pour les 7 premières années, valeurs de La Chaux-du-Milieu.

Années civiles / Années hydrologiques	Le Combasson	Les Verrières	La Place Jeannin	Les Fontenettes-Dessus	Le Bois de L'Halle	La Chaux-du-Milieu	La Clé-d'Or	Le Grand-Gardot	La Brévine
1959	–	–	–	–	–	–	–	–	(1159)
1960	–	(1697)	(1536)	–	(1350)	(1295)	–	(1326)	(1353)
1959-60	1787 *	1779	1480	–	1371	1299	–	1352	1328
1961	–	(1500)	(1462)	–	(1264)	(1160)	–	(1343)	(1295)
1960-61	1554 *	1429	1375	–	1199	1121	–	1285	1228
1962	–	(1530)	(1426)	–	(1214)	(1237)	–	(1451)	(1279)
1961-62	1668 *	1521	1430	–	1188	1217	–	1410	1344
1963	–	(1618)	(1562)	–	(1369)	(1465)	–	(1463)	(1401)
1962-63	1873 *	1646	1606	–	1367	1457	–	1504	1391
1964	–	(1047)	(1005)	–	(962)	(926)	–	(1045)	(1023)
1963-64	1342 *	1212	1117	–	1107	1040	–	1157	1117
1965	(2611)	(2223)	(2241)	–	(1910)	–	–	(1975)	(1971)
1964-65	2103	1722	1745	–	1524	1600 *	–	1596	1571
1966	(2204)	(1835)	(1935)	–	(1708)	–	–	(1662)	(1738)
1965-66	2364	2050	2088	–	1703	1882 *	–	1788	1866
1967	(1802)	(1512)	(1757)	–	(1473)	–	(1349)	(1430)	(1435)
1966-67	1909	1618	1898	–	1637	1520 *	1343	1527	1513
1968	(2371)	(1929)	(1958)	–	(1653)	–	(1579)	(1679)	(1823)
1967-68	2513	1991	2091	–	1725	1852 *	1618	1776	1920
1968-69	1773	1555	1561 *	1483	1209	1330 *	1387	1347	1429
Module pluviométrique annuel, période 1960-68 (années civiles	(2247) (4 ans)	(1654)	(1654)	–	(1434)	(1217) (5 ans)	–	(1486)	(1480)
Module pluviométrique annuel, période 1959-69 (années hydrologiques)	1889	1652	1639	1631 [1)]	1403	1432	1396 [2)]	1474	1471

Tableau 3.-2.2. Hauteurs de précipitations annuelles et module pluviométrique annuel (en mm).
Stations des régions limitrophes du bassin.
Entre parenthèses, valeurs concernant les années civiles.

Années civiles / Années hydrologiques	Le Chasseron	L'Auberson	St-Sulpice	Couvet	Combe-Garot	Les Ponts-de-Martel	Oye-et-Pallet	Les Fouros	Pontarlier	Villers-le-Lac	Les Brenets	Le Locle	La Chaux-de-Fonds	Le Russey	Charquemont	Le Refrain
1959	(1696)	(1321)	(1514)	(1119)	(1163)	(1281)	(1126)	(1227)	(1319)	(1417)	(1306)	(1279)	(1206)	(1225)	(1254)	(1204)
1960	(1920)	(1794)	(1564)	(1295)	(1310)	(1471)	(1546)	(1668)	(1532)	(1557)	(1465)	(1439)	(1455)	(1495)	(1338)	(1224)
1959-60	2034	1854	1695	1346	1403	1510	1556	1703	1576	1608	1508	1479	1466	1498	1352	1261
1961	(1536)	(1463)	(1462)	(1205)	(1223)	(1497)	(1246)	(1377)	(1284)	(1485)	(1321)	(1382)	(1298)	(1339)	(1190)	(1178)
1960-61	1482	1402	1409	1146	1181	1468	1242	1341	1255	1427	1271	1356	1263	1269	1167	1150
1962	(1241)	(1318)	(1407)	(1135)	(1171)	(1555)	(1007)	(1172)	(1293)	(1442)	(1307)	(1411)	(1289)	(1290)	(1247)	(1152)
1961-62	1338	1336	1398	1123	1142	1474	1057	1236	1299	1429	1304	1373	1314	1353	1241	1143
1963	(1618)	(1797)	(1446)	(1248)	(1194)	(1459)	(1463)	(1629)	(1582)	(1409)	(1356)	(1415)	(1298)	(1258)	(1286)	(1203)
1962-63	1570	1804	1483	1270	1207	1549	1404	1586	1569	1452	1383	1445	1287	1249	1278	1206
1964	(1036)	(1142)	(961)	(865)	(852)	(1090)	(1068)	(1096)	(951)	(1031)	(987)	(962)	(887)	(911)	(1033)	(898)
1963-64	1193	1289	1105	975	1000	1190	1164	1233	1089	1110	1069	1066	996	1020	1097	987
1965	(1662)	(2235)	(2003)	(1626)	(1668)	(2177)	(2018)	(2015)	(1897)	(1896)	(1793)	(1843)	(1706)	(1679)	(1722)	(1596)
1964-65	1414	1821	1528	1279	1280	1673	1588	1629	1552	1557	1469	1498	1390	1370	1455	1319
1966	(1797)	(1750)	(1656)	(1364)	(1436)	(1825)	(1719)	(1632)	(1622)	(1796)	(1744)	(1698)	(1609)	(1600)	(1629)	(1510)
1965-66	1769	1993	1843	1516	1566	2106	1877	1772	1742	1896	1878	1828	1731	1719	1765	1612
1967	–	(1548)	(1493)	(1325)	(1368)	(1468)	(1440)	(1512)	(1425)	(1407)	(1417)	(1417)	(1268)	(1344)	(1411)	(1171)
1966-67	–	1521	1565	1360	1443	1542	1529	1564	1475	1491	1468	1499	1348	1385	1433	1242
1968	–	(1648)	(1623)	(1468)	(1516)	(1718)	(1681)	(1684)	(1701)	(1694)	(1661)	(1681)	(1599)	(1492)	(1630)	(1414)
1967-68	–	1788	1768	1549	1618	1803	1759	1810	1756	1787	1728	1725	1639	1567	1689	1454
1968-69	–	1313	1278	1197	1204	1383	1356	1257	1403	1418	1359	1388	1274	1215	1363	1188
Module pluviométrique annuel, période 1960-68 (années civ.)	(1544) (7 ans)	(1633)	(1513)	(1281)	(1304)	(1584)	(1465)	(1532)	(1476)	(1524)	(1450)	(1472)	(1379)	(1379)	(1387)	(1261)
Module pluviométrique annuel, période 1959-69 (années hydr.)	1543 (7 ans)	1612	1507	1276	1304	1570	1453	1513	1472	1518	1444	1466	1371	1364	1384	1256

Tableau 3.-7 Lame d'eau moyenne tombée sur le bassin pour des périodes mensuelles, P_{ij} (mm).

Coefficient pluviométrique mensuel relatif, C_{ij}.

Légende: i = numéro d'ordre de l'année.
j = numéro d'ordre du mois.
N = mois le plus sec de la colonne;
X = mois le plus humide de la colonne;
$\overline{P}_i$ = précipitation mensuelle fictive.

Année hydrologique	Novembre		Décembre		Janvier		Février		Mars		Avril		Mai		Juin		Juillet		Août		Septembre		Octobre		
	P_{iXI}	C_{iXI}	P_{iXII}	C_{iXII}	P_{iI}	C_{iI}	P_{iII}	C_{iII}	P_{iIII}	C_{iIII}	P_{iIV}	C_{iIV}	P_{iV}	C_{iV}	P_{iVI}	C_{iVI}	P_{iVII}	C_{iVII}	P_{iVIII}	C_{iVIII}	P_{iIX}	C_{iIX}	P_{iX}	C_{iX}	$\overline{P}_i$
1959-60	72,4	0,60	177,1	1,46	81,5	0,67	113,7	0,94	89,2	0,74	32,2N	0,27	84,2	0,69	143,1	1,18	131,0	1,08	164,1	1,35	200,1	1,65	166,4X	1,37	121,2
1960-61	138,1	1,32	68,1	0,65	112,3	1,07	138,9	1,33	39,8N	0,38	154,1	1,47	63,1N	0,60	113,3	1,08	155,6	1,49	111,6	1,07	56,6N	0,54	105,9	1,01	104,7
1961-62	59,5	0,50	211,8	1,79	191,0	1,61	125,3	1,06	181,8	1,53	174,1	1,47	133,5	1,13	43,5N	0,37	66,9	0,56	69,6N	0,59	78,1	0,66	85,6	0,72	118,4
1962-63	40,3N	0,32	238,0	1,90	64,2	0,51	78,0	0,62	155,8	1,24	90,5	0,72	82,6	0,66	262,3X	2,09	73,4	0,59	266,1	2,12	91,9	0,73	60,9	0,49	125,3
1963-64	246,2X	2,63	8,1N	0,09	32,4N	0,35	38,3N	0,41	117,7	1,26	104,8	1,12	119,8	1,28	90,0	0,96	41,1N	0,44	88,7	0,95	88,3	0,94	148,9	1,59	93,7
1964-65	90,1	0,68	50,3	0,38	142,4	1,07	65,4	0,49	222,6X	1,67	188,8X	1,42	166,4	1,25	103,0	0,77	177,2X	1,33	108,0	0,81	229,8	1,73	54,7	0,41	133,2
1965-66	223,8	1,39	367,2X	2,28	167,1	1,04	198,8X	1,23	164,2	1,02	149,8	0,93	131,9	0,82	111,7	0,69	79,9	0,50	161,3	1,00	57,4	0,36	121,0	0,75	161,2
1966-67	91,2	0,71	266,7	2,07	91,5	0,71	101,6	0,78	147,4	1,14	54,4	0,42	188,7X	1,46	103,6	0,80	140,6	1,09	133,9	1,04	138,0	1,07	93,4	0,72	129,2
1967-68	189,4	1,21	127,8	0,81	286,4X	1,82	76,7	0,49	85,4	0,54	124,6	0,79	92,0	0,59	107,7	0,69	161,4	1,03	301,9X	1,92	268,2X	1,71	63,8	0,41	157,1
1968-69	77,0	0,66	148,0	1,27	72,2	0,62	139,7	1,20	96,1	0,83	183,3	1,58	124,3	1,07	183,0	1,57	122,4	1,05	142,9	1,23	100,3	0,86	7,7N	0,07	116,4
Année moyenne	122,8	0,97	166,3	1,32	124,1	0,98	107,6	0,85	130,0	1,03	125,7	1,00	118,6	0,94	126,1	1,00	115,0	0,91	154,8	1,23	130,9	1,04	90,8	0,72	126,1

Tableaux 3.-14.1 à 3.-14.3. Observations réalisées à la station météorologique de la Chaux-du-Milieu.

Valeurs mensuelles et annuelles.

Année	Mois	Température de l'air [°C]														Humidité relative [%]					
		Thermomètre de station								Thermomètre maxi - mini [3]											
		7^{30}	13^{30}	21^{30}	1) Moyenne	Minimum [2]	Jour	Maximum [2]	Jour	Mini. moyen	Mini.absolu [4]	Jour	Maxi. moyen	Maxi.absolu [4]	Jour	7^{30}	13^{30}	21^{30}	5) Moy.	Minimum [6]	Jour
1962	Novembre	-3,4	1,0	-3,8	-2,5	-16,0	23./30.	14,0	8.	- 8,8	-20,0	23./29.	4,2	13,0	5./7./9.	90	78	90	86	50	7.
	Décembre	-7,1	-3,9	-6,6	-6,0	-26,0	25./28.	4,0	9.	-12,3	-30,0	25.	-0,8	6,0	22.	90	86	87	88	26	3.
1963	Janvier	-9,3	-4,9	-9,1	-8,1	-31,2	14.	4,1	7.	-13,5	-32,0	13.	-3,7	5,0	7.	84	78	84	82	39	21.
	Février	-8,9	-3,5	-7,2	-6,7	-27,2	4.	5,2	11.	-12,3	-28,0	3./4.	-0,7	6,0	11.	88	73	85	82	49	5./8.
	Mars	-0,7	2,6	-1,8	-0,4	-14,2	2.	12,2	7.	- 5,2	-20,0	3.	5,3	12,5	7.	85	77	87	83	27	6.
	Avril	3,7	7,9	2,0	3,9	-10,0	3.	16,0	30.	- 1,1	-10,0	3.	10,3	17,0	30.	81	70	86	79	40	28.
	Mai	4,7	10,4	4,2	5,9	- 2,1	5.	18,3	30.	0,4	- 7,0	4.	13,5	19,0	8./22. 26./30.	89	77	87	84	41	8.
	Juin	10,1	13,9	9,4	10,7	3,4	17.	22,2	21.	5,5	0,0	16./28.	17,0	27,0	22.	88	75	86	83	47	2./17.
	Juillet	15,3	19,6	11,5	14,5	6,8	11.	25,0	21./24.	7,4	1,0	8.	21,2	27,0	21./22.	78	65	86	76	41	16.
	Août	12,2	15,9	10,0	12,0	- 0,4	29.	24,6	2.	6,0	- 4,0	29./30.	18,2	26,0	2.	80	72	89	80	45	11.
	Septembre	8,0	15,2	9,4	10,5	- 0,1	26.	22,0	17.	4,9	- 3,0	28.	16,9	23,0	14./15. 17.	91	67	90	83	42	23.
	Octobre	2,8	11,6	4,5	5,8	- 9,0	29.	18,4	13.	- 1,7	-10,0	29.	13,6	19,0	12./26.	90	61	87	79	33	27.
	Novembre	3,0	6,3	3,4	4,0	- 3,8	21.	14,3	5.	0,4	- 4,0	26./28.	8,7	15,5	5.	88	74	85	82	34	11.
	Décembre	-4,2	1,1	-4,7	-3,1	-17,6	17.	9,2	29.	- 9,3	-21,0	18.	3,1	10,0	28./29.	82	67	83	77	41	30.
	Moyenne année	3,1	8,0	2,6	4,1	-31,2	Janvier	25,0	Juillet	- 1,5	-32,0	Janvier	10,3	27,0	Juin Juillet	85	71	86	81	27	Mars
1964	Janvier	-7,2	0,2	-6,6	-5,0	-20,0	21.	15,4	4.	-13,1	-21,0	21./26.	3,4	16,0	5.	86	70	85	80	16	3.
	Février	-1,6	2,0	-1,5	-0,6	-12,2	8.	12,1	26.	- 5,1	-14,0	8./9.	4,3	13,5	27.	87	74	87	83	62	13./28.
	Mars	-1,0	2,0	-0,5	0,0	-10,2	7.	10,2	24.	- 3,7	-11,0	8./9.	4,8	12,0	24.	90	80	90	87	36	10.
	Avril	4,9	8,6	3,9	5,3	- 1,0	7.	17,2	27.	- 0,8	- 6,0	15.	11,5	20,0	18.	81	66	83	77	35	15.
	Mai	8,7	14,9	8,0	9,9	0,8	6.	22,6	18.	2,6	- 4,0	6.	16,7	24,0	13./14. 19.	81	60	82	74	36	7./17.
	Juin	12,5	17,7	10,2	12,6	4,8	21.	25,8	13.	4,6	- 1,0	23.	20,1	28,0	14.	81	59	82	74	45	6./9.
	Juillet	14,4	22,0	12,8	15,5	6,4	10.	29,2	18.	5,9	- 1,0	6./7.	24,0	33,0	25.	72	50	74	65	32	6.
	Août	10,2	18,1	10,3	12,2	2,2	24.	27,2	26.	5,0	- 1,0	24.	20,8	29,0	27.	88	55	82	75	31	25.
	Septembre	8,2	17,7	9,1	11,0	- 2,8	22.	24,2	13.	2,9	- 7,0	22.	19,5	26,0	14./16.	85	56	84	75	22	23.

1) $\frac{\text{Moyenne lectures } 7^{30} + \text{moyenne lectures } 13^{30} + 2 \text{ fois moyenne lectures } 21^{30}}{4}$

2) Lecture la plus basse et lecture la plus haute de la période.

3) Pour chaque jour a été choisi le maximum le plus élevé et le minimum le plus bas.

4) Lecture la plus basse et lecture la plus haute aux thermomètres maxi-mini

5) $\frac{\text{Moyenne lectures } 7^{30} + \text{moyenne lectures } 13^{30} + \text{moyenne lectures } 21^{30}}{3}$

6) Lecture la plus basse de la période

Tableaux 3.-15.1 à 3.-15.5. Observations réalisées à la station météorologique du Grand Gardot

Valeurs mensuelles et annuelles

Année	Mois	Température de l'air [°C]														Humidité relative [%]					
		Thermomètre de station								Thermomètres maxi - mini [3]											
		7^{30}	13^{30}	21^{30}	Moy. [1]	Minimum [2]	Jour	Maximum [2]	Jour	Mini. moyen	Mini.absolu [4]	Jour	Maxi. moyen	Maxi.absolu [4]	Jour	7^{30}	13^{30}	21^{30}	Moy. [5]	Minimum [6]	Jour
1965	Janvier																				
	Février																				
	Mars																				
	Avril																				
	Mai																				
	Juin																				
	Juillet																				
	Août																				
	Septembre																				
	Octobre																				
	Novembre	0,1	2,4	0,3	0,8	-11,3	23.	13,6	7.	-2,8	-13,8	23.	4,5	16,5	6./7.	81	72	79	77	39	29.
	Décembre	-1,1	1,0	-0,4	-0,2	-13,2	9.	10,5	19.	-3,7	-13,8	9.	3,4	10,5	19.	80	75	78	78	29	15.
	Moyenne année																				
1966	Janvier	-5,3	-0,2	-4,5	-3,6	-26,2	18.	11,2	3.	-8,7	-27,0	18.	0,8	12,0	29.	74	64	69	69	22	6.
	Février	1,5	5,4	2,2	2,8	- 7,7	15.	13,0	25.	-1,3	- 8,0	15.	7,2	16,8	6.	76	63	75	71	20	25.
	Mars	-3,9	2,6	-1,3	-1,0	-17,0	15.	11,2	8.	-5,6	-18,0	15.	4,0	12,7	8.	77	58	73	69	25	22.
	Avril	3,3	8,3	4,6	5,2	- 2,8	1.	16,9	23.	1,3	- 4,9	22.	10,4	17,4	23.	81	61	75	72	32	23.
	Mai	7,2	12,6	7,6	8,8	0,5	6./9.	20,8	15.	3,9	- 1,6	28.	13,4	21,5	17.	74	51	69	65	29	29.
	Juin	11,5	15,6	10,9	12,2	5,7	29.	22,5	10.	6,4	- 0,4	2.	18,6	24,2	16./17.	73	60	72	68	29	13.
	Juillet	10,7	14,9	10,5	11,6	5,5	26.	24,0	4.	6,6	1,5	1.	15,8	22,6	13.	71	58	72	67	29	13.
	Août	10,5	15,7	11,3	12,2	4,7	26.	28,0	13.	7,6	- 1,6	26.	16,9	29,4	13.	76	55	73	68	25	12.
	Septembre	8,9	17,6	10,7	12,0	2,6	22.	25,2	11.	6,6	1,5	15.	17,7	24,8	7.	79	50	75	68	27	12.
	Octobre	7,0	11,8	7,6	8,5	- 6,4	31.	21,5	4.	5,1	- 6,4	31.	12,6	22,5	5.	80	62	75	72	31	4.
	Novembre	-2,8	1,7	-0,8	-0,7	-17,8	26.	15,3	7.	-4,2	-18,5	26.	3,1	16,8	7.	77	64	74	72	26	8.
	Décembre	-2,9	-0,4	-2,4	-2,0	-16,4	16.	5,2	1.	-5,6	-16,5	16.	1,0	7,4	2.	80	75	79	78	55	5.
	Moyenne année	3,8	8,8	4,7	5,5	-26,2	Janvier	28,0	Août	1,0	-27,0	Janvier	10,1	29,4	Août	76	60	73	70	20	Fév.

	Janvier	-5,3	0,2	-3,5	-3,0	-22,3	11.	12,5	30.	-6,9	-23,0	11.	2,0	12,5	30.	75	63	74	71	21	30.
	Février	-1,8	3,1	-1,0	-0,2	-12,6	12.	10,4	25.	-4,0	-12,6	12.	4,2	11,8	23.	67	53	67	62	22	14.
	Mars	-0,7	4,6	1,1	1,5	- 9,6	15.	13,7	5.	-2,1	-10,0	15.	6,3	15,5	5.	77	64	74	72	28	25.
	Avril	1,7	6,8	2,1	3,2	- 5,9	2.	15,6	13.	-1,5	- 9,0	8.	8,2	16,8	17.	70	50	68	63	23	20.
	Mai	6,9	11,3	6,6	7,9	- 4,4	3.	23,6	28.	2,7	-10,5	4.	13,5	24,9	28.	72	52	69	64	24	5.
	Juin	9,5	14,4	9,3	10,6	3,4	11./15.	26,5	24.	4,5	- 1,5	2.	16,2	27,3	24.	72	52	69	64	21	24.
1967	Juillet	14,5	20,3	14,2	15,8	8,6	9.	26,2	2.	9,7	4,3	5.	21,7	26,6	19.	66	46	67	60	31	2.
	Août	11,3	17,3	11,7	13,0	5,6	14.	22,3	2.	8,0	2,2	14.	18,8	25,0	2.	75	52	74	67	33	19.
	Septembre	7,6	13,9	9,0	9,9	0,3	7.	24,3	26.	5,2	- 2,4	7.	15,6	25,0	26.	77	56	74	69	22	26.
	Octobre	6,6	13,5	7,5	8,8	- 2,1	6.	20,7	11.	4,2	- 2,4	6.	14,8	21,5	11.	74	50	73	66	22	11.
	Novembre	0,4	7,3	2,2	3,0	-14,8	28.	14.8	13./14. 19.	-1,6	-15,7	28.	8,6	16,0	14.	75	54	70	66	23	22.
	Décembre	-6,6	-1,3	-5,4	-4,7	-26,0	9.	6,7	23.	-9,6	-26,8	9.	0,3	9,6	2./3.	77	67	77	74	13	5.
	Moyenne année	3,7	9,3	4,5	5,5	-26,0	Déc.	26,5	Juin	0,7	-26,8	Déc.	10,8	27,3	Juin	73	55	71	66	13	Déc.
	Janvier	-5,7	-1,8	-4,7	-4,2	-28,2	13.	7,4	16.	-8,4	-28,2	13.	0,2	8,4	16.	79	72	81	77	31	16./23.
	Février	-2,3	2,1	-1,2	-0,6	-12,4	18.	7,4	14.	-4,0	-13,2	18.	3,3	8,7	14.	80	63	74	72	23	19.
	Mars	-2,0	4,7	-1,1	0,1	-16,9	13.	16,8	28.	-4,7	-17,5	13.	5,9	17,5	28./30.	74	53	74	67	17	25.
	Avril	2,8	9,5	3,9	5,0	- 9,4	4.	21,6	22.	-0,2	-13,0	4.	11,0	22,5	22.	74	49	72	65	27	20.
	Mai	6,3	10,5	6,2	7,3	- 1,5	7.	16,8	24./29.	2,8	- 5,0	8.	12,5	19,5	29.	72	57	74	68	28	9.
	Juin	10,3	14,8	9,7	11,1	5,8	21.	27,8	30.	6,1	1,7	22.	16,3	28,5	30.	73	52	69	65	27	28./30.
1968	Juillet	12,2	16,9	12,2	13,4	6,9	17.	28,0	10.	9,1	3,0	22.	19,0	29,2	10.	71	50	69	63	28	10.
	Août	11,0	14,8	10,8	11,8	4,8	16.	22,8	20.	8,3	1,1	16.	16,8	24,5	20.	78	58	77	71	24	21.
	Septembre	7,7	13,0	8,3	9,3	- 2,1	29.	21,0	27.	5,1	- 3,1	29.	14,7	21,6	27.	80	59	75	71	26	27.
	Octobre	6,2	13,7	8,1	9,0	- 3,5	17.	20,8	5.	4,6	- 3,5	17.	14,8	21,0	5.	Observations inutilisables					
	Novembre	-0,4	5,6	0,7	1,6	-10,5	22.	16,7	26.	-1,5	-10,5	22.	6,7	16,8	26.	97	93	96	95	60	1.
	Décembre	-4,1	0,3	-2,7	-2,3	-18,3	31.	10,8	2.	-5,2	-19,5	31.	1,6	12,5	2.	97	88	93	93	47	15.
	Moyenne année	3,5	8,7	4,2	5,1	-28,2	Janvier	28,0	Juillet	1,0	-28,2	Janvier	10,2	29,2	Juillet	80	63	78	73	17	Mars

	Janvier	-4,0	1,7	-1,9	-1,5	-18,5	6.	9,7	26.	-5,9	-18,5	6.	3,1	10,2	26.	93	76	92	87	43	26.
	Février	-6,6	-1,6	-5,3	-4,7	-20,7	7.	7,5	28.	-8,4	-22,4	7.	-0,2	8,1	19.	95	81	92	89	44	22.
	Mars	-2,3	4,3	-0,2	0,4	-12,8	30.	10,8	9.	-3,1	-15,6	30.	5,4	11,7	9.	95	72	89	85	36	8.
	Avril	1,7	6,8	2,3	3,3	- 6,7	18.	18,6	26.	-0,7	- 6,8	20.	8,2	19,0	26.	93	73	87	84	21	10.
	Mai	8,0	13,2	7,8	9,2	- 0,8	19.	24,2	13.	3,6	- 4,3	20.	14,8	25,7	13.	86	64	86	79	33	27.
	Juin	9,1	12,2	8,5	9,6	1,0	5.	20,9	10.	5,1	- 0,5	20.	14,4	22,0	10.	92	76	90	86	45	30.
1969	Juillet	13,2	18,9	13,4	14,7	4,1	9.	25,0	23.	9,4	2,0	11.	20,4	26,2	15.	91	63	88	81	39	20.
	Août	10,8	16,3	11,3	12,4	3,7	30.	24,4	9.	8,0	1,1	30.	18,2	24,6	7.	94	68	91	84	39	9.
	Septembre	8,6	16,2	9,8	11,1	0,2	26.	21,8	2./13.	6,6	0,0	21.	17,2	22,5	2.	98	66	93	86	40	12.
	Octobre	2,7	16,0	5,5	7,4	- 3,9	31.	22,0	21.	0,9	- 6,2	31.	17,0	22,0	21.	96	49	89	78	30	31.
	Novembre																				
	Décembre																				
	Moyenne année																				

1) $\frac{\text{Moyenne lectures } 7^{30} + \text{moyenne lectures } 13^{30} + 2 \text{ fois moyenne lectures } 21^{30}}{4}$

2) Lecture la plus basse et lecture la plus haute de la période.

3) Pour chaque jour a été choisi le maximum le plus élevé et le minimum le plus bas.

4) Lecture la plus basse et lecture la plus haute aux thermomètres maxi - mini.

5) $\frac{\text{Moyenne lectures } 7^{30} + \text{moyenne lectures } 13^{30} + \text{moyenne lectures } 21^{30}}{3}$

6) Lecture la plus basse de la période.

Tableaux 3.-16.1 à 3.-16.5 Observations réalisées à la station météorologique des Verrières

Valeurs mensuelles et annuelles

Année	Mois	Température de l'air [°C]														Humidité relative [%]					
		Thermomètre de station								Thermomètres maxi - mini[3]											
						Minimum[2]		Maximum[2]		Mini.	Mini.absolu[4]		Maxi.	Maxi.absolu[4]						Minimum[6]	
		7^{30}	13^{30}	21^{30}	Moy.[1]		Jour		Jour	moyen		Jour	moyen		Jour	7^{30}	13^{30}	21^{30}	Moy.[5]		Jour
1965	Janvier																				
	Février																				
	Mars																				
	Avril																				
	Mai																				
	Juin																				
	Juillet																				
	Août																				
	Septembre																				
	Octobre																				
	Novembre	-0,3	3,1	0,1	0,8	-15,0	23.	17,8	7.	-3,4	-18,0	24.	5,3	18,3	7.	88	73	86	82	37	29.
	Décembre	-0,6	1,7	0,4	0,5	-12,2	9.	6,8	5.	-3,6	-13,1	9.	3,6	7,5	19.	86	78	87	84	44	9.
	Moyenne année																				
1966	Janvier	-5,8	-0,9	-5,6	-4,5	-23,8	18.	10,2	29.	-9,4	-26,5	18.	0,5	11,8	29.	82	69	83	78	36	29.
	Février	1,1	6,3	2,1	2,9	- 5,1	16.	12,1	25./27.	-1,3	- 6,2	16.	7,6	14,2	25.	87	68	84	80	24	25.
	Mars	-3,1	4,4	-1,1	-0,2	-14,0	15.	12,0	8.	-5,0	-16,0	26.	5,5	12,4	8.	85	56	82	74	30	8.
	Avril	4,0	10,3	4,4	5,8	- 2,0	1.	18,1	23.	1,3	- 8,0	22.	11,7	19,0	23.	88	59	85	77	33	5./22.
	Mai	7,9	13,7	7,6	9,2	1,1	8.	23,0	15./22.	3,5	- 1,0	28.	15,7	23,2	15.	80	52	81	71	31	13.
	Juin	11,4	17,6	10,8	12,6	4,5	2.	25,0	16.	6,8	0,0	2.	19,7	27,5	17.	81	53	84	73	34	13./16.
	Juillet	10,7	16,6	10,3	12,0	6,0	25./29.	27,2	4.	6,6	2,0	1.	18,3	28,0	4.	81	55	83	73	27	3.
	Août	10,6	17,5	11,0	12,5	3,0	26.	31,0	13.	7,7	- 1,0	26.	18,8	31,5	13.	85	54	84	74	31	13.
	Septembre	8,4	18,8	9,8	11,7	2,0	15.	26,0	9.	6,4	1,0	15.	19,8	26,5	9./11.	89	49	85	74	31	6.
	Octobre	7,4	13,1	7,9	9,1	- 5,2	31.	23,0	4./5.	4,9	- 5,2	31.	14,3	24,0	4.	85	61	83	76	39	3.
	Novembre	-2,2	2,5	-0,8	-0,3	-11,4	26.	15,0	7.	-4,5	-14,2	26.	4,3	16,0	7.	86	65	83	78	40	6.
	Décembre	-1,8	0,1	-1,7	-1,3	-12,5	6.	7,4	1.	-4,8	-16,0	7.	1,3	8,0	2.	88	77	86	84	64	15.
	Moyenne année	4,0	10,0	4,6	5,8	-23,8	Janvier	31,0	Août	1,0	-26,5	Janvier	11,5	31,5	Août	85	60	84	76	24	Février

	Janvier	-5,3	-0,1	-3,8	-3,2	-20,2	11.	10,2	29.	-7,4	-22,2	11.	1,1	11,0	29.	82	66	82	77	37	29.
	Février	-2,1	4,1	-0,8	0,1	-11,8	11.	11,0	23.	-4,2	-12,5	12.	5,7	13,0	25.	74	56	65	65	25	23.
	Mars	0,0	5,7	1,7	2,3	- 6,0	31.	15,2	5.	-1,3	- 7,8	31.	7,9	16,5	5.	83	60	74	72	35	3.
	Avril	1,8	8,0	1,9	3,4	- 6,2	7.	16,4	30.	-1,8	- 8,0	25.	9,7	18,0	17.	76	54	63	64	35	18.
	Mai	6,9	13,2	6,5	8,3	- 3,0	3.	25,2	28.	2,9	- 6,0	4.	15,0	27,0	28.	79	51	69	66	27	28.
	Juin	9,3	15,9	9,0	10,8	2,8	16.	28,0	24.	4,5	- 1,0	12.	17,7	28,8	24.	81	52	63	65	29	24.
1967	Juillet	14,5	21,9	13,4	15,8	7,2	9.	27,6	2.	9,1	4,5	10.	23,3	28,0	2./18. 19.	74	44	69	62	32	12./13.
	Août	11,0	18,8	11,3	13,1	5,0	14.	25,0	2.	7,9	2,5	7./14.	20,6	26,5	2.	83	50	79	71	35	8./18.
	Septembre	7,7	15,4	9,0	10,3	1,8	23.	26,0	26.	5,2	0,0	23.	16,9	26,4	26.	84	55	80	73	33	26.
	Octobre	6,1	15,1	7,0	8,8	- 2,5	19.	21,6	10.	3,5	- 4,0	19.	16,5	23,0	12.	82	51	80	71	35	10./13.
	Novembre	0,2	6,5	1,3	2,3	-13,8	28.	14,6	14.	-2,2	-14,0	28.	7,8	16,2	14.	84	61	74	73	33	4./22.
	Décembre	-5,4	-1,7	-5,6	-4,6	-21,0	10.	6,4	23.	-9,9	-23,0	9.	-0,3	7,0	23.	81	68	81	77	43	5.
	Moyenne année	3,7	10,2	4,2	5,6	-21,0	Déc.	28,0	Juin	0,5	-23,0	Déc.	11,8	28,8	Juin	80	56	73	70	25	Février
	Janvier	-5,1	-1,6	-4,5	-3,9	-25,4	12.	4,8	17.	-8,6	-28,6	13.	0,0	5,4	16.	82	70	80	77	45	10.
	Février	-2,2	2,9	-1,1	-0,4	-12,0	5.	7,2	15.	-4,3	-13,0	5.	3,8	8,2	14.	81	65	74	73	40	29.
	Mars	-2,2	5,4	-1,5	0,0	-15,0	13.	15,0	25.	-5,6	-16,0	13.	6,8	16,0	25.	80	56	65	67	38	17.
	Avril	3,7	11,3	4,0	5,8	- 7,8	4.	23,6	22.	0,0	-12,8	4.	12,6	24,0	21./22.	78	54	67	66	39	14./20.
	Mai	7,0	11,7	5,8	7,6	- 0,4	8.	17,6	29.	2,6	- 6,8	8.	13,9	20,4	29.	64	54	59	59	44	14./17.
	Juin	10,8	16,6	9,4	11,6	5,2	10.	28,0	30.	5,8	0,0	2.	18,0	29,4	30.	63	60	61	61	50	
1968	Juillet	11,9	18,6	12,1	13,7	3,5	22.	30,0	10.	8,4	0,0	19.	20,7	31,0	10.	Observations inutilisables !					
	Août	11,2	16,7	10,7	12,3	4,0	16.	24,2	22.	8,2	1,6	16.	18,2	24,5	22.	Observations inutilisables !					
	Septembre	7,9	15,0	8,2	9,8	2,0	29.	23,0	27.	5,3	0,6	29.	16,4	24,0	27.	69	63	64	65	50	27.
	Octobre	6,6	14,9	7,2	9,0	- 1,0	17.	22,0	12.	4,4	- 1,8	17.	16,2	24,0	31.	Hygromètre défectueux !					
	Novembre	0,6	5,6	0,7	1,9	- 6,0	17./18.	16,8	1.	-1,1	- 6,8	19.	6,3	18,0	1.	Hygromètre défectueux !					
	Décembre	-3,6	-0,1	-2,3	-2,1	-20,0	31.	10,4	1.	-5,2	-20,0	31.	1,1	10,6	1.	Hygromètre défectueux !					
	Moyenne année	3,9	9,8	4,1	5,4	-25,4	Janvier	30,0	Juillet	0,8	-28,6	Janvier	11,2	31,0	Juillet	74	60	67	67	38	Mars

	Janvier	-3,0	1,0	-2,3	-1,6	-14,0	6.	6,4	28.	-6,0	-15,0	6.	2,1	6,8	28.	Hygromètre défectueux !						
	Février	-5,6	-0,1	-5,4	-4,1	-19,2	10.	7,4	20./21.	-8,7	-19,4	9./10.	0,9	8,6	19./21.							
	Mars	-1,0	5,2	-0,1	1,0	- 7,0	9.	11,0	16.	-2,7	-10,0	9./30.	6,4	12,0	10./19.							
	Avril	2,8	8,6	2,9	4,3	- 5,5	19.	20,6	26.	0,0	- 5,6	19.	10,0	21,0	26.							
	Mai	7,6	15,1	7,3	9,3	- 3,0	21.	25,0	12./14.	3,4	- 5,4	21.	16,6	26,4	13.	Hygromètre défectueux !						
	Juin	9,4	14,7	9,1	10,6	1,8	4.	23,0	10.	5,2	0,0	3./20.	16,2	23,7	9.	86	66	86	79	48	30.	
															16./17.							
1969	Juillet	13,3	20,3	12,8	14,8	3,5	11.	27,4	17.	9,2	3,5	11.	21,8	27,6	22.	89	56	90	78	35	20.	
	Août	10,4	18,5	11,1	12,8	3,2	29.	25,4	9.	7,8	2,8	30.	19,9	26,2	9.	92	59	93	81	34	11.	
	Septembre	9,1	17,7	9,0	11,2	1,8	26.	22,8	12./13.	6,6	1,8	26./29.	18,9	23,4	3.	95	56	94	82	38	12.	
	Octobre	2,8	17,2	4,2	7,1	- 5,0	31.	24,2	29.	1,1	- 5,5	31.	18,0	24,6	29.	97	46	94	79	26	29.	
	Novembre																					
	Décembre																					
	Moyenne année																					

1) $\frac{\text{Moyenne lectures } 7^{30} + \text{moyenne lectures } 13^{30} + 2 \text{ fois moyenne lectures } 21^{30}}{4}$

2) Lecture la plus basse et lecture la plus haute de la période

3) Pour chaque jour a été choisi le maximum le plus élevé et le minimum le plus bas.

4) Lecture la plus basse et lecture la plus haute aux thermomètres maxi - mini.

5) $\frac{\text{Moyenne lectures } 7^{30} + \text{moyenne lectures } 13^{30} + \text{moyenne lectures } 21^{30}}{3}$

6) Lecture la plus basse de la période.

Tableau 4.-1 Résultats des essais d'injection d'eau dans les forages

1.1 LA BREVINE

Profondeur de m	Profondeur à m	diff. m	Ø forage (mm)	Surcharge appliquée (m d'eau) a	b	c	Perméabilités correspondantes (10^{-6} m/s) a	b	c	Date
52,08	50,72	1,36	115	85			5,22			28/10
55,14	52,08	3,06	"	"			2,92			1963
58,20	55,14	"	"	"			2,92			
61,26	58,20	"	"	"			2,92			
64,32	61,26	"	"	"			2,92			
67,38	64,32	"	"	"			2,91			
70,44	67,38	"	"	"			2,92			
73,50	70,44	"	"	"			2,92			
74,43	73,50	0,93	100	85			7,05			26/10
80,75	74,43	6,32	100	85			1,72			1963
86,87	80,75	6,12	"	"			1,77			
92,99	86,87	"	"	"			1,77			
99,11	92,99	"	"	"			1,77			
105,23	99,11	"	"	"			1,77			
111,35	105,23	"	"	"			1,76			
117,47	111,35	"	"	"			1,77			
123,59	117,47	"	"	"			1,76			
129,71	123,59	"	"	"			1,77			
135,82	129,71	6,11	85	85			1,82			26/10
142,00	135,82	6,18	"	"			1,82			1963
148,12	142,00	6,12	"	"			1,82			
154,24	148,12	"	"	100			1,04			
160,36	154,24	"	"	85			1,80			
166,48	160,36	"	"	"			1,82			
172,60	166,48	"	"	"			1,82			
178,72	172,60	"	"	"			1,82			
184,84	178,72	"	"	95			1,46			
190,96	184,84	"	"	85			1,82			
197,08	190,96	"	"	"			1,82			
203,20	197,08	"	"	"			1,82			
209,32	203,20	"	"	"			1,82			
215,44	209,32	"	"	"			1,81			
221,56	215,44	"	"	100			0,92			
227,68	221,56	"	"	90			1,13			
233,80	227,68	"	"	110			0,80			
239,92	233,80	"	"	100			0,93			
246,04	239,92	"	"	100			0,96			
252,16	246,04	"	"	90			1,14			
255,30	252,16	3,14	75	100			1,62			26/10
261,42	255,30	6,12	"	100			0,93			1963
267,54	261,42	"	"	90			1,19			
273,66	267,54	"	"	100			0,98			
279,78	273,66	"	"	100			0,98			
285,90	279,78	"	"	100			0,96			
292,02	285,90	"	"	90			1,16			
298,14	292,02	"	"	110			0,81			
304,26	298,14	"	"	90			1,18			
310,38	304,26	"	"	90			1,17			
316,50	310,38	"	"	100			0,95			
322,62	316,50	"	"	110			0,83			
328,74	322,62	"	"	90			1,17			
334,86	328,74	"	"	100			0,95			
340,98	334,86	"	"	100			0,91			

1.1 LA BREVINE

Profondeur		diff.	Ø forage (mm)	Surcharge appliquée (m d'eau)			Perméabilités correspondantes (10^{-6} m/s)			Date
de m	à m	m		a	b	c	a	b	c	
347,10	340,98	6,12	75	100			0,99			26/10 1963
353,22	347,10	"	"	110			0,83			
359,34	353,22	"	"	90			1,59			
365,46	359,34	"	"	90			1,55			
371,58	365,46	"	"	105			0,98			
377,70	371,58	"	"	110			0,90			
383,82	377,70	"	"	110			0,88			
389,94	383,82	"	"	110			0,86			
395,04	389,94	5,10	65	110			1,04			
401,16	395,04	6,12	"	90			1,58			
407,26	401,16	6,10	"	90			1,60			
413,40	407,26	6,14	"	90			1,64			
419,52	413,40	6,12	"	95			1,53			
425,64	419,52	6,12	"	100			1,43			
431,76	425,64	"	"	100			1,44			
437,88	431,76	"	"	105			1,33			
444,00	437,88	"	"	110			1,24			
450,12	444,00	"	"	110	155		0,59	0,60		

Tableau 4.-2 Résultats des essais d'injection d'eau dans les forages

1.2 LE CACHOT

Profondeur		diff.	Ø forage (mm)	Surcharge appliquée (m d'eau)			Perméabilités correspondantes (10^{-6} m/s)			Date
de m	à m	m		a	b	c	a	b	c	
32,13	30,37	1,76	14,5	85	135	160	0,723	0,583	0,546	15/11
35,19	32,13	3,06	"	"	"	165	0,046	0,067	0,094	1963
38,25	35,19	"	"	"	"	145	1,530	1,100	1,100	
41,31	38,25	"	"	"	"	160	0,240	0,230	0,260	
44,37	41,31	"	"	"	"	160	0,270	0,210	0,220	
46,56	44,37	2,19	130	55			4,920			22/11
49,62	46,56	3,06	"	55			3,870			1963
52,68	49,62	"	"	75			2,690			
55,74	52,68	"	"	55			3,950			
58,80	55,74	"	"	55			3,930			
61,86	58,80	"	"	85	95		1,770	1,920		
64,92	61,86	"	"	85	105		1,620	1,620		
66,36	64,92	1,44	115	70			5,360			3/12
69,42	66,36	3,06	"	70			3,120			1963
72,48	69,42	3,06	"	75			2,390			
75,54	72,48	"	"	65			3,380			
78,60	75,54	"	"	60			3,150			
81,66	78,60	"	"	75			2,390			
84,72	81,66	"	"	70			3,140			
87,78	84,72	"	"	65			3,390			
90,84	87,78	"	"	95	110		1,140	1,130		
93,90	90,84	"	"	70			3,110			
96,96	93,90	"	"	75			2,370			
100,02	96,96	"	"	60			3,170			
102,87	100,02	2,85	100	75			3,180			2/12
105,93	102,87	3,06	"	70			3,170			1963
108,99	105,93	"	"	75			3,020			
112,05	108,99	"	"	95	145	175	-	0,049	0,065	
115,11	112,05	"	"	70			3,080			
118,17	115,11	"	"	90			1,900			
121,23	118,17	3,06	100	75			2,690			
124,29	121,23	3,06	100	70			3,160			1/12
127,35	124,29	"	"	70			3,160			1963
130,41	127,35	"	"	95			1,730			
133,47	130,41	"	"	85			2,310			
136,53	133,47	"	"	75			2,770			
139,59	136,53	"	"	95	115		1,510	1,490		
142,65	139,59	"	"	85			2,050			
144,98	142,65	2,33	85	75			3,440			2/12
148,04	144,98	3,06	"	70			3,060			1963
151,10	148,04	"	"	70			3,050			
154,16	151,10	"	"	95	125		1,200	1,230		
157,22	154,16	"	"	95	120		1,320	1,250		
160,28	157,22	"	"	95	130		0,980	1,060		
163,34	160,28	"	"	95	130		1,010	1,060		
166,40	163,34	"	"	95	120		1,300	1,250		
169,46	166,40	"	"	85			2,330			
172,52	169,46	"	"	95	130		0,980	0,990		
175,58	172,52	"	"	95	130		0,990	0,960		
178,64	175,58	"	"	95	135		0,950	0,750		

1.2 LE CACHOT

Profondeur		diff.	Ø forage (mm)	Surcharge appliquée (m d'eau)			Perméabilités correspondantes (10^{-6} m/s)			Date
de m	à m	m		a	b	c	a	b	c	
181,70	178,64	3,06	85	80			2,680			2/12
184,76	181,70	"	"	70	-		3,280			1963
187,82	184,76	"	"	70			3,260			
190,88	187,82	"	"	85			2,110			
193,94	190,88	"	"	95	115		1,590	1,600		
197,00	193,94	"	"	95	145	175	0,100	0,097	0,089	
200,06	197,00		"	95	145	175	-	-	-	

Remarque: - = passe à débit nul.

Tableau 4.-3 Résultats des essais d'injection d'eau dans les forages

1.3. LA CLE D'OR

Profondeur de m	Profondeur à m	diff. m	Ø forage (mm)	Surcharge appliquée (m d'eau) a	b	c	Perméabilités correspondantes (10^{-6} m/s) a	b	c	Date
7,78	5,85	1,93	160	85			3,01			6/5
10,84	7,78	3,06	160	100			1,78			1964
13,90	10,84	3,06	"	110			1,46			
16,96	13,90	"	"	115			1,36			
20,02	16,96	"	"	105			1,62			
23,08	20,02	"	"	105			1,62			
26,14	23,08	"	"	95			1,89			
29,20	26,14	"	"	95			1,88			
32,26	29,20	"	"	105			1,61			
35,32	32,26	"	"	115	130		1,34	1,27		
38,38	35,32	"	"	100			1,77			
41,44	38,38	"	"	105			1,62			
44,50	41,44	"	"	105			1,65			
45,24	44,50	0,74	145	100			4,70			28/4
48,30	45,24	3,06	"	110			1,71			1964
51,36	48,30	"	"	110			1,74			
54,42	51,36	"	"	100			1,88			
57,48	54,42	"	"	100			1,88			
60,54	57,48	"	"	110			1,69			
63,60	60,54	"	"	110			1,72			
65,26	63,60	1,66	130	100			2,88			28/4
68,32	65,26	3,06	"	110			1,47			1964
71,38	68,32	"	"	100			1,80			
74,44	71,38	"	"	100			1,82			
77,50	74,44	"	"	100			1,80			
80,56	77,50	"	"	95			1,95			
83,62	80,56	"	"	100			1,80			
86,68	83,62	"	"	110			1,49			
89,74	86,68	"	"	100			1,83			
92,80	89,74	"	"	100			1,82			
95,86	92,80	"	"	100			1,80			
98,92	95,86	"	"	100			1,82			
102,46	99,40	3,06	115	100			1,84			21/4
105,52	102,46	"	"	95			1,90			1964
108,58	105,52	"	"	100			1,84			
111,64	108,58	"	"	100			1,86			
114,70	111,64	"	"	95			1,92			
117,76	114,70	"	"	100			1,76			
120,82	117,76	"	"	100			1,77			
123,88	120,82	"	"	105			1,64			
126,94	123,88	"	"	100			1,74			
130,00	126,94	"	"	90			2,10			
133,06	130,00	"	"	95			1,94			
136,12	133,06	"	"	90			2,07			
139,18	136,12	"	"	90			2,08			
142,24	139,18	"	"	110	160	190	0,58	0,50	0,42	
144,80	142,24	2,56	85	100			2,21			28/4
147,86	144,80	"	85	95			2,16			1964
150,92	147,86	"	"	100			1,98			
153,98	150,92	"	"	100			1,96			
157,04	153,98	"	"	110			1,58			
160,10	157,04	"	"	110			1,63			

1.3 LA CLE D'OR

Profondeur de m	Profondeur à m	diff. m	Ø forage (mm)	Surcharge appliquée (m d'eau) a	b	c	Perméabilités correspondantes (10^{-6} m/s) a	b	c	Date
163,16	160,10	3,06	85	100			1,98			28/4 1964
166,22	163,16	"	"	95			2,14			
169,28	166,22	"	"	100			1,98			
172,34	169,28	"	"	100			1,96			
175,40	172,34	"	"	95			2,14			
178,46	175,40	"	"	100			2,01			
181,52	178,46	"	"	100			1,94			
184,58	181,52	"	"	95			2,14			
187,64	184,58	"	"	95			2,16			
190,70	187,64	"	"	100			1,98			
193,76	190,70	"	"	100			2,00			
196,82	193,76	"	"	100			2,06			
199,88	196,82	"	"	105			1,85			
202,94	199,88	"	"	100			2,02			
206,00	202,94	"	"	100			1,94			
209,06	206,00	"	"	100			1,98			
212,12	209,06	"	"	105			1,85			
215,18	212,12	"	"	100			2,02			
218,24	215,18	"	"	110	135		1,20	1,11		
221,30	218,24	"	"	105			1,85			
224,36	221,30	"	"	110			1,60			
227,42	224,36	"	"	100			2,00			
230,48	227,42	"	"	105			1,83			
233,54	230,48	"	"	100			1,96			
236,60	233,54	"	"	100			1,98			
239,66	236,60	"	"	100			1,94			
242,72	239,66	"	"	100			1,87			
245,78	242,72	"	"	105			1,71			
248,84	245,78	"	"	100			1,94			
251,90	248,84	"	"	100			1,92			
254,96	251,90	"	"	95			2,10			
258,02	254,96	"	"	95			2,07			
261,08	258,02	"	"	95			2,10			
264,14	261,08	"	"	95			2,16			
267,20	264,14	"	"	100			1,96			
270,26	267,20	"	"	95			2,03			
273,32	270,26	"	"	100			2,02			
276,38	273,32	"	"	95			2,09			
279,44	276,38	"	"	100			1,96			
282,50	279,44	"	"	110	160	190	0,52	0,56	0,63	
284,14	282,50	1,64	75	100			3,26			6/5 1964
287,20	284,14	3,06	"	105			1,87			
290,26	287,20	"	"	115			1,61			
293,32	290,26	"	"	105			1,83			
296,38	293,32	"	"	100			2,04			
299,44	296,38	"	"	105			1,87			
302,50	299,44	"	"	110			1,75			
305,56	302,50	"	"	105			1,89			
308,62	305,56	"	"	120			1,51			
311,68	308,62	"	"	115			1,67			
314,74	311,68	"	"	105			1,87			
317,80	314,74	"	"	110			1,77			
320,86	317,80	"	"	105			1,89			
323,92	320,86	"	"	110			1,75			

1.3 LA CLE D'OR

Profondeur de m	Profondeur à m	diff. m	Ø forage (mm)	Surcharge appliquée (m d'eau) a	b	c	Perméabilités correspondantes (10^{-6} m/s) a	b	c	Date
326,98	323,92	3,06	75	105			1,92			6/5
330,04	326,98	"	"	105			1,89			1964
333,10	330,04	"	"	100			2,08			
336,16	333,10	"	"	105			1,89			
339,22	336,16	"	"	105			1,87			
342,28	339,22	"	"	115			1,61			
345,34	342,28	"	"	105			1,87			
348,40	345,34	"	"	100			2,00			
352,46	348,40	4,06	"	100			1,60			
355,52	352,46	3,06	"	105			1,85			
358,58	355,52	"	"	115			1,57			
361,64	358,58	"	"	110			1,72			
364,70	361,64	"	"	105			1,83			
367,76	364,70	"	"	105			1,87			
370,82	367,76	"	"	100			2,07			
373,88	370,82	"	"	105			1,89			
376,94	373,88	"	"	110			1,75			
380,00	376,94	"	"	115			1,61			
383,06	380,00	"	"	100			2,06			
386,12	383,06	"	"	105			1,89			
389,18	386,12	"	"	100			2,10			
392,24	389,18	"	"	100			2,08			
395,30	392,24	"	"	105			1,87			
398,09	395,30	2,79	65	110			2,69			12/5
401,15	398,09	3,06	65	110			2,54			1964
404,21	401,15	"	"	"			2,58			
407,27	404,21	"	"	"			2,43			
410,33	407,27	"	"	"	160		1,54	1,19		
413,39	410,33	"	"	"	"	175	0,54	0,57	0,58	
416,45	413,39	"	"	"	"	170	0,65	0,58	0,57	
419,51	416,45	"	"	"	"		0,82	0,93		
422,57	419,51	"	"	"	"		0,72	0,77		
425,63	422,57	"	"	"	"	180	0,07	0,12	0,12	
428,69	425,63	"	"	"	"	180	0,05	0,06	0,08	
431,75	428,69	"	"	"	"		2,43			
434,81	431,75	"	"	"	160	180	0,11	0,09	0,08	
437,87	434,81	"	"	"	"	"	0,45	0,39	0,38	
440,93	437,87	"	"	"	"	"	0,45	0,38	0,37	
443,99	440,93	"	"	"	"	"	0,18	0,17	0,18	
447,05	443,99	"	"	"	"	"	0,26	0,25	0,26	
450,11	447,05	"	"	"			1,02			

Tableau 4.-4 Résultats des essais d'injection d'eau dans les forages

1.5 LES VERRIERES

Profondeur de m	Profondeur à m	diff. m	Absorption totale (1/min)	Profondeur du niveau d'eau (m)	Ø forage (mm)	Date
7,85	8,70	0,85	15	-19	145	1/4/1965
8,70	9,95	1,25	15		"	
9,95	12,00	2,05	13		"	
12,00	13,70	1,70	15		"	
13,70	15,00	1,30	15		"	
15,00	16,70	1,70	28	-19	145	2/4/1965
16,70	17,50	0,80	39		"	
17,50	20,50	3,00	52		"	
20,50	22,00	1,50	51		"	
22,00	25,30	3,30	43		"	
25,30	26,20	0,90	62	-19	145	3/4/1965
26,20	28,15	1,95	68		"	
28,15	30,20	2,05	117		"	
30,20	31,75	1,55	120		"	
31,75	33,95	2,20	201	-19	145	5/4/1965
33,95	35,00	1,05	214		"	
35,00	36,95	1,95	214		"	
36,95	38,45	1,50	217		"	
38,45	39,75	1,40	217		"	
39,70	40,85	1,10	220		"	
40,85	43,45	2,60	220		"	
43,90	47,25	3,35	220	-19	145	6/4/1965
47,25	50,60	3,35	285		130	
50,60	51,80	1,20	300	-19	130	7/4/1965
51,80	54,85	3,05	300		"	
54,85	57,75	2,90	310		"	
57,75	58,80	1,05	310		"	
58,80	61,00	2,20	débimètre ne fonctionne pas			
68,25	71,20	2,95	304	-19	130	8/4/1965
71,20	74,60	3,40	297	-19	130	12/4/1965
74,60	77,45	2,85	295	-19	130	13/4/1965
77,45	80,35	2,85	293		"	
80,35	86,40	6,05	285			
86,40	92,50	6,10	290	-19	130	14/4/1965
92,50	95,25	2,75	287		"	
95,25	97,80	2,55	2		115	27/4/1965 (*)
97,80	100,00	2,20	2	-14	115	28/4/1965
100,00	103,00	3,00	3		"	
103,00	104,75	1,75	5		"	
104,75	107,31	2,56	98	-20,70	115	29/4/1965
107,31	110,85	3,54	93		"	

(*) Essais continués après revêtement de la partie supérieure du forage (jusqu'à - 95,25 m)

1.5 LES VERRIERES

Profondeur		diff.	Absorption totale (1/min)	Profondeur du niveau d'eau (m)	Ø forage (mm)	Date
de m	à m	m				
110,85	113,10	2,25	98	-98	115	30/4/1965
113,10	116,25	3,15	96		"	
116,25	121,31	5,06	113		"	
121,31	125,37	4,06	249	-98	115	1/5/1965
125,37	128,34	2,97	245		"	
128,34	129,84	1,50	252		"	
129,84	134,00	4,16	264	-98	115	3/5/1965
134,00	137,60	3,60	353		"	
137,60	139,90	2,30	essais non effectués		"	
139,90	162,36	22,46	essais non effectués		115	4-5/5/1965
162,36	165,58	3,22	358	-64,30	115	6/5/1965
165,58	167,38	1,80	353		"	
167,38	170,03	2,65	348	-73,40	115	7/5/1965
170,03	176,33	6,30	393		"	
176,33	180,00	3,67	387	-67,00	115	8/5/1965
180,00	185,49	5,49	391		"	
185,49	190,70	5,21	non effectué	-83,80	115	10/5/1965
190,70	193,56	2,86	450		"	
193,56	200,03	6,47	458	-87,30	115	11/5/1965
200,03	206,04	6,01	443		"	
206,04	210,20	4,16	464	-99,60	115	12/5/1965
210,20	212,26	2,06	447		"	
212,26	212,86	0,60	451		"	
212,86	215,94	3,08	243	-101,00	115	13/5/1965